



MARTINON

# UNIVERSITE DE SAVOIE

## U.F.R. CENTRE INTERDISCIPLINAIRE SCIENTIFIQUE DE LA MONTAGNE

Laboratoire de Géodynamique des Chaînes Alpines, ESA CNRS n° 5025

N° \_\_\_\_\_

### THESE

Pour obtenir le grade de

### DOCTEUR DE L'UNIVERSITE DE SAVOIE

*Discipline: Sciences de la Terre*

présentée et soutenue publiquement

par

Ciroos LIAGHAT

le 28 Avril 1999

Titre:

### ETUDE DE LA DEFORMATION RECENTE ET ACTUELLE A L'APEX DES DIAPIRS SALIFERES

Directeur de thèse:

M. Thierry VILLEMIN

Jury

M. Marc TARDY.....Président  
M. Bernard DELCAILLAU.....Rapporteur  
M. Yves LAGABRIELLE.....Rapporteur  
M. Georges MASCLE.....Examineur  
M. Thierry VILLEMIN..... Directeur  
M. François JOUANNE.....Co-directeur

Univ. J. Fourier - O.S.U.G.  
MAISON DES GEOSCIENCES  
DOCUMENTATION  
F. 38041 B.P. 53  
Tel. 04 76 63 54 27 - Fax 04 76 51 40 58  
Mail: ptalour@ujf-grenoble.fr

UNIVERSITE DE SAVOIE

U.F.R. CENTRE INTERDISCIPLINAIRE SCIENTIFIQUE DE LA  
MONTAGNE

Laboratoire de Géodynamique des Chaînes Alpines, ESA CNRS n° 5025

N° \_\_\_\_\_

**THESE**

Pour obtenir le grade de

**DOCTEUR DE L'UNIVERSITE DE SAVOIE**

*Discipline: Sciences de la Terre*

présentée et soutenue publiquement

par

Ciroos LIAGHAT

le 28 Avril 1999

**Titre:**

**ETUDE DE LA DEFORMATION RECENTE ET ACTUELLE  
A L'APEX DES DIAPIRS SALIFERES**

Directeur de thèse:

M. Thierry VILLEMIN

Jury

M. Marc TARDY.....Président  
M. Bernard DELCAILLAU.....Rapporteur  
M. Yves LAGABRIELLE.....Rapporteur  
M. Georges MASCLE.....Examineur  
M. Thierry VILLEMIN..... Directeur  
M. François JOUANNE.....Co-directeur

10 24 8 979



## *Remerciements*

*Je tiens à exprimer ma gratitude envers Monsieur Thierry Villemin pour m'avoir proposé ce sujet de recherche, pour ses conseils et sa patience.*

*Je tiens à remercier Monsieur François Jouanne qui a aimablement accepté la co-direction de cette thèse et qui m'a également prodigué ses conseils.*

*Je remercie également Monsieur Marc Tardy pour ses conseils avertis et pour son accueil au sein du Laboratoire de Géodynamique des Chaînes Alpines à l'Université de Savoie.*

*Je remercie particulièrement Monsieur Bernard Delcaillau de l'Université de Caen et Monsieur Yves Lagabrielle de l'Université de Bretagne Occidentale qui ont bien voulu accepter d'être rapporteur de ce mémoire.*

*Je tiens à remercier Monsieur Georges Mascle de l'Université Joseph Fourier de Grenoble qui a bien voulu être examinateur de ma thèse.*

*Je tiens à remercier tout particulièrement Monsieur Sassan Liaghat du Laboratoire de Géologie de l'Université de Shiraz en Iran qui a mis à ma disposition toutes les données initiales possibles, et sans qui une grande partie de ce travail sur l'Iran n'aurait pas été possible.*

*Je tiens à exprimer ma profonde reconnaissance à mon collègue Jean-François Marconnet pour son aide. C'est grâce à son soutien moral que j'ai traversé des périodes difficiles.*

*Je tiens à remercier particulièrement Serge Fudral et Jean-Claude Hippolyte pour leur amitié et leurs conseils.*

*Je remercie tous ceux qui m'ont aidé dans la relecture de ce mémoire en particulier Françoise Mougin.*

*J'exprime mes remerciements à Messieurs Espahbod, Motiei, Pedrami et Talbot, qui m'ont donné des conseils sur la tectonique et le diapirisme.*

*Je remercie Ali Naiieri pour la mise à disposition des données sismique et je remercie également Mesdemoiselles Bahrololoumi et Salar de Centre National de la Protection et de la Réparation des Monuments Historiques et Culturels de l'Iran pour avoir réalisé rapidement la datation des échantillons.*

*Je tiens à remercier Vincent Goudard pour m'avoir transmis son expérience sur le calcul d'un modèle numérique de terrain à partir d'un couple d'images SPOT.*

*C'est avec un grand plaisir que j'ai passé trois années de doctorat au Laboratoire de Géodynamique des Chaînes Alpines à Chambéry. Je tiens donc à exprimer ma gratitude à tous les enseignants, chercheurs et personnels du Laboratoire, en particulière Christian Beck, Cristian Crouzet, Mark Desmet, Christelle Durand, Gilles Ménard, Laurent Serrurier et Serge Roux, ainsi que mes voisins du LGHAM, en particulier Marc Dzikowski, Simone Ginet, Gérard Nicoud, André Paillet et Faycal Soufi sans oublier l'appui et l'amitié de mes collègues thésardes, David L'homme, Emmanuel Chapron, Oliver Henriot et Vincent Lignier.*

*J'exprime mes remerciements à tous ceux que je n'ai pas cités ici, mais qui par leur aide ponctuelle m'ont aidé à la réalisation de ce travail.*

*Je remercie Laleh Ebadat, ma femme, pour son aide et sa patience pendant la longue durée de mes études.*

*Pour finir, je tiens à dédier ce travail à mes parents, ma femme et mon petit garçon, Sepand.*



## Résumé

Une étude de la déformation récente à l'apex des diapirs salifères a été réalisée dans deux contextes différents : dans une région de compression modérée (Fossé d'Alsace au Nord-Est de la France) et dans une chaîne d'avant pays (Zagros au Sud de l'Iran).

Dans le fossé alsacien, une comparaison de nivellement (1924-1994) permet de proposer d'un déplacement vertical différentiel jusqu'à 1 mm/an à l'apex des rides salifères par rapport aux zones voisines. Une comparaison entre le soulèvement de la ride salifère longitudinale (0,5 mm/an) et la ride salifère transversale (1 mm/an) montre une activité plus modeste de la ride longitudinale. Cette différence d'activité pourrait s'expliquer par l'effet du champ de contrainte actuel. La ride diapirique transversale (orientée NW-SE) est parallèle à l'axe de la contrainte principale maximale connu dans la région. La montée de sel pourrait être ainsi facilitée par ce champ de contrainte régional. Par contre, l'orientation N-S de la ride longitudinale est moins favorable actuellement à une ouverture permettant la remontée de sel mais son activité est suffisamment importante pour maintenir une réparation entre les bassins de l'Ill et du Rhin qui coulent parallèlement sur plus de 100 km.

Dans la deuxième région d'étude (Zagros oriental, Nord de Bandar Abbas), sept sites diapiriques ont été identifiés et étudiés en détail. Quatre de ces sites ont fait l'objet d'une étude de terrain approfondie.

Une analyse combinée du réseau hydrographique, d'un modèle numérique de terrain et d'un couple stéréoscopique de scènes SPOT, une étude de la dispersion planimétrique et de la profondeur des séismes et l'identification, par une nouvelle méthodologie, des alignements de diapirs salifères nous a permis de mettre en évidence une série des linéaments structuraux. Deux familles N10°E à N30°E et N140°E à N160°E (correspondent à des accidents superficiels conjugués et récents), une famille N40°E à N70°E à des accidents senestres crustaux, une famille N80°E à N100°E à des accidents parallèles au plissement. Une famille N110°E à N140°E n'a pas pu être clairement liée à des accidents connus.

Une série des phénomènes associés au diapirisme salifère a été proposée. Ces phénomènes, qui permettent de mettre en évidence de nouveaux sites diapiriques encore inconnus, sont l'inflation, l'effondrement, la déflation par flexure, la coupure de terminaison périanticlinale, la modification du bassin versant des rivières et le basculement des cônes de déjection.

La liaison entre les affleurements de sel et les alluvions récentes montre que les diapirs actifs de la région de Bandar Abbas sont arrivés à l'affleurement entre 30000 et 4000 ans B.P.. L'irrégularité des dépôts d'alluvions sur les affleurements de la série de Hormuz montre que le taux de soulèvement n'a pas été constant. Ceci nous empêche de proposer un taux fixe pour le soulèvement des diapirs. Mais en général, un taux de soulèvement supérieur à 2 cm/an pendant la période de forte activité des diapirs est réaliste. Actuellement, les diapirs traversent manifestement une période de faible soulèvement de l'ordre de 1 cm/an. Les taux de soulèvement liés au diapirisme et à la tectonique du Zagros sont dix fois supérieures à ceux mesurés dans le fossé d'Alsace.

Une étude du basculement des cônes alluviaux montre une différence entre les cônes situés au contact direct des affleurements de sel (basculement de 4° à 5°) et des cônes de même âge basculés uniquement sous l'effet du plissement du Zagros (2,5°). La différence (1,5° à 2,5°) dans la valeur du basculement pourrait être due au soulèvement pur du diapir. En supposant un âge pour ces alluvions entre 5000 ans et 8000 ans (estimé par thermoluminescence), un taux de basculement de 0,5° pour 1000 ans lié au diapirisme est donc probable. Par comparaison le basculement lié au plissement s'est fait, pendant cette période à une même vitesse de 0,5° pour 1000 ans.



## Abstract

Present-day deformation in the tops of salt plugs has been studied in two different settings: the post-extensional Alsace rift in NE France and the foreland of the Zagros belt in southern Iran.

In the Rhine graben, using levelling survey data collected between 1924 and 1994, vertical movement rates above salt ridges have been estimated to be up to  $1 \text{ mm.y}^{-1}$ . Rates above longitudinal (N-S) salt ridges ( $0.5 \text{ mm.y}^{-1}$ ) are less than above transverse (NW-SE) ridges ( $1 \text{ mm.y}^{-1}$ ). Salt uplift above transverse salt ridges was facilitated by their being perpendicular to the minimum horizontal stress axis of the present-day regional stress field.

In the second area (eastern Zagros Mountains, north of Bandar Abbas), we have examined seven sites, four in detail. By studying drainage networks, digital elevation models, stereoscopic SPOT images, the dispersion of earthquakes and, using a new method, the alignment of salt diapirs, a series of structural lineaments has been identified. Two  $\text{N}10^\circ\text{E}$ - $\text{N}30^\circ\text{E}$  and  $\text{N}140^\circ\text{E}$ - $\text{N}160^\circ\text{E}$  families correspond to recent conjugate surface faults, one  $\text{N}40^\circ\text{E}$ - $\text{N}70^\circ\text{E}$  family to crustal sinistral faults, and one  $\text{N}80^\circ\text{E}$ - $\text{N}100^\circ\text{E}$  family parallels the trends of folds. One  $\text{N}110^\circ\text{E}$ - $\text{N}140^\circ\text{E}$  family could not be associated with any discontinuity.

Several phenomena associated with salt diapirism that could help find unknown diapiric sites have also been identified in the Zagros Mountains, namely inflation, collapse, deflation, plunge cut, watershed change and alluvial cone tilt.

The relationship between salt plug outcrops and recent alluvium in the Bandar Abbas area shows that the active salt diapirs were unroofed between 4,000 and 30,000 years ago. The irregularity of alluvium on salt outcrops shows that salt uplift rates vary between  $2 \text{ cm.y}^{-1}$  and about  $1 \text{ cm.y}^{-1}$ , the present-day rate being ten times that in the southern Rhine graben. Alluvial cones in contact with salt plugs have been tilted more than distant cones in the Zagros Mountains. This difference ( $1.5^\circ$  to  $2.5^\circ$ ) is due to salt uplift, the rate of diapiric tilting being  $0.5^\circ$  per 1000 years.

## TABLE DES MATIERES

<b>Introduction.....</b>	<b>3</b>
<b>Chapitre I. Principales caractéristiques du diapirisme salifère.....</b>	<b>3</b>
1.1. Importance de l'étude des gisements de sel.....	5
1.2. Nature chimique des gisements de sel.....	7
1.3. Origine du sel des gisements salifères.....	7
1.3.1. Premier mécanisme : surconcentration du sel par évaporation de l'eau.....	8
1.3.2. Second mécanisme : surconcentration du sel de l'eau par éruption des magmas alcalins.....	9
1.4. Diapir de sel : définition.....	11
1.5. Intrusions et diapirs salifères.....	11
1.5.1. Classification des intrusions salifères basée sur leur stade d'évolution.....	12
1.5.2. Percée d'un diapir et écoulement en surface.....	14
1.5.3. Structure interne de la tête d'un diapir.....	15
1.6. Principaux paramètres contrôlant le mouvement ascensionnel des diapirs de sel.....	18
1.6.1. Caractères physiques.....	18
1.6.1.1. Densité.....	18
1.6.1.2. Viscosité.....	21
1.6.1.3. Température.....	24
1.6.1.4. Eau interne.....	25
1.6.2. Caractères structuraux.....	25
1.6.2.1. Contrainte différentielle et vitesse de déformation.....	26
1.6.2.2. Structure géologique.....	27
1.6.2.3. Epaisseur de la couche de sel.....	30
1.6.2.4. Vitesse de sédimentation et d'érosion.....	31
1.6.2.5. Eau externe.....	31
1.6.2.6. Temps géologique.....	32
1.7. Estimation des vitesses de déformation des masses diapiriques.....	33
1.7.1. Vitesse de déformation interne.....	33
1.7.2. Vitesse d'écoulement superficiel des glaciers de sel.....	34
1.7.3. Vitesse du mouvement du diapir ou du dôme de sel.....	35
1.7.3.1. Estimation à partir du taux de dissolution.....	35
1.7.3.2. Changement géométrique à l'apex et au bord de diapirs.....	35
1.7.3.3. Comparaison d'altitude des sédiments récents aux contacts des diapirs.....	37
1.8. Conclusions et questions posées.....	38
<b>Chapitre II Diapirisme et tectonique actuels dans le sud de l'Alsace.....</b>	<b>39</b>
2.1. Introduction.....	41
2.2. Lithologie du remplissage du fossé.....	44
2.3. Géodynamique du fossé rhénan.....	44
2.4. Tectono-structure du fossé.....	45
2.5. Champ de contrainte actuel.....	47
2.6. Indice d'activité actuelle des rides salifères alsaciennes.....	48
2.7. Comparaison de nivellements.....	48
2.7.1. Réseau de nivellement.....	49



2.7.2. Réseau de nivellement étudié .....	49
2.7.3. Point de référence .....	51
2.7.4. Précision des mesures .....	52
2.7.5. Méthodologie .....	53
2.7.6. Résultats .....	54
2.7.6.1. Présentation des résultats sur le profil .....	54
2.7.6.2. Présentation des résultats sur carte .....	57
2.7.7. Discussion .....	58
2.7.7.1. Causes locales .....	59
2.7.7.2. Causes régionales .....	62
<b>2.8. Réseau hydrographique de la région.....</b>	<b>63</b>
<b>2.9. Conclusions .....</b>	<b>65</b>
<b>Chapitre III Diapirisme salifère actuel dans la région de Bandar Abbas (SE du Zagros, Iran) .....</b>	<b>67</b>
<b>3.1. Physiographie générale.....</b>	<b>69</b>
<b>3.2. Aperçu général sur la géologie du Zagros .....</b>	<b>71</b>
3.2.1. Stratigraphie et paléogéographie .....	72
3.2.2. Répartition des diapirs salifères .....	74
3.2.2.1. Historique des études réalisées sur les diapirs salifères .....	75
3.2.2.2. Lithologie des diapirs salifères .....	76
3.2.2.3. Age de la série de Hormuz .....	77
3.2.2.4. Linéaments structuraux du Zagros définis par les diapirs .....	77
3.2.3. Evolution tectonique.....	86
3.2.3.1. Zonéographie du Zagros .....	89
3.2.3.2. Phases tectoniques majeures .....	90
3.2.3.3. Inversion tectonique.....	92
3.2.3.4. Activité sismique .....	92
3.2.4. Activité actuelle des diapirs.....	94
3.2.4.1. Particularité géomorphologique des affleurements de la série de Hormuz .....	94
3.2.4.2. Estimation des vitesses de déformation .....	95
3.2.5. Géotectonique de la région de Bandar Abbas.....	96
3.2.5.1. Tectonique de la région de Bandar Abbas .....	96
3.2.5.2. Données de la cartographie et de la stratigraphie .....	97
<b>3.3. Données et outils utilisés.....</b>	<b>104</b>
3.3.1. Réseau hydrographique .....	104
3.3.2. Modèle numérique de terrain obtenu à partir des courbes de niveau.....	105
3.3.2.1. Représentation des altitudes.....	107
3.3.2.2. Représentation des pentes .....	107
3.3.3. Modèle numérique de terrain obtenu à partir des images SPOT .....	108
3.3.3.1. Points d'appui .....	110
3.3.3.2. Précision du MNT .....	110
3.3.3.3. Modèle numérique de terrain .....	112
3.3.4. Datation des alluvions .....	117
<b>3.4. Sites d'étude.....</b>	<b>122</b>
3.4.1. Sites d'étude dans la région de Bandar Abbas.....	123
3.4.1.1. Site de Handan.....	125
3.4.1.2. Site de Murun .....	125
3.4.1.3. Site de Gashu .....	126
3.4.1.4. Site de Finu .....	127
3.4.1.5. Site de Darbast.....	132
3.4.1.6. Site de Genow.....	136
3.4.1.7. Site de Khurgu .....	147
3.4.2. Conclusion.....	152
<b>3.5. Marqueurs linéamentaires de l'activité récente des diapirs.....</b>	<b>153</b>

3.5.1. Linéaments structuraux définis à partir de la répartition des séismes.....	153
3.5.2. Information tirée du réseau hydrographique et du MNT de carte .....	157
3.5.2.1. Superposition du réseau hydrographique et du MNT d'altitude.....	160
3.5.2.2. Superposition du réseau hydrographique et du MNT de pente.....	160
3.5.2.3. Analyse des résultats .....	170
3.5.3. Linéaments structuraux définis à partir de l'étude des scènes SPOT .....	171
3.5.4. Conclusion .....	174
<b>3.6. Phénomènes de déformation actuelle associés au diapirisme .....</b>	<b>177</b>
3.6.1. Inflation.....	177
3.6.1.1. Inflation associée aux structures anticlinales.....	178
3.6.1.2. Inflation non-associée aux structures anticlinales.....	180
3.6.2. Subsidence .....	181
3.6.2.1. Effondrement.....	182
3.6.2.2. Déflation par flexure .....	183
3.6.3. Coupure de terminaison périanticlinale.....	185
3.6.4. Interaction plissement et diapirisme.....	186
3.6.5. Modification du bassin versant des rivières .....	187
3.6.6. Basculement des cônes de déjection .....	199
3.6.6.1. Taux de basculement des cônes de déjection .....	208
3.6.7. Relation entre diapirisme et fracturation .....	209
<b>Chapitre IV Conclusions générales.....</b>	<b>211</b>
<b>Bibliographie .....</b>	<b>219</b>
<b>Annexe 1 .....</b>	<b>233</b>
<b>Annexe 2 .....</b>	<b>235</b>



## TABLE DES ILLUSTRATIONS

### Chapitre I Principales caractéristiques du diapirisme salifère

Figure I-1 Répartition des principaux gisements de sel dans le monde. ....	6
Figure I-2 Particularités des gisements de sel. ....	6
Figure I-3 Sédimentation de sel dans un bassin étendu, sous climat chaud et à basse altitude après isolement du bassin et une longue période d'évaporation de l'eau. ....	9
Figure I-4 Sédimentation de sel dans un bassin suite à l'éruption d'un volcan riche en éléments salins. ....	10
Figure I-5 Schéma d'un diapir de sel qui est en train de traverser les couches sus-jacentes. ....	11
Figure I-6 Différentes étapes d'évolution des masses salifères. ....	12
Figure I-7 Profil sismique au travers d'un secteur salifère au nord du golfe du Mexique. ....	13
Figure I-8 Langue de sel développée à partir d'un dôme de sel au nord de l'Allemagne. ....	14
Figure I-9 Coupe du diapir de Kuh-e Namak (Iran) et du glacier de sel situé au nord de celui-ci. ....	15
Figure I-10 Coupes verticales de la structure interne de diapirs réalisés par centrifugation. ....	16
Figure I-11 Schémas structuraux de deux diapirs d'anatomies simples et présentant un vortex, réalisés par centrifugation. ....	17
Figure I-12 Relation entre la densité et la profondeur. ....	19
Figure I-13 Rôle des paramètres $\rho_j$ (densité du diapir) et $\rho_c$ (densité de la couverture) dans le processus de soulèvement d'une masse de sel sur un modèle isostatique simple. ....	20
Figure I-14 Densité des sédiments et densité du sel en fonction de la profondeur pour le golfe du Mexique. ....	20
Figure I-15 Influence de la densité de la couverture sur la forme du diapir dans un modèle. ....	21
Figure I-16 Relation entre viscosité du sel et des sédiments non-éaporites et la vitesse de déformation. ....	22
Figure I-17 Influence du rapport de viscosité terrain sus-jacente/sel sur la structure des diapirs. ....	22
Figure I-18 Influence du profil de viscosité sur l'aspect d'un diapir. ....	23
Figure I-19 Conductivité thermique comparée du sel et d'autres roches d'après Robertson (1988). ....	24
Figure I-20 Modèle numérique montrant l'influence de la présence d'une masse saline sur le gradient géothermique et sur le profil du flux de chaleur en surface. ....	25
Figure I-21 Deux types de contraintes différentes efficaces sur la localisation et l'évolution des diapirs salifères. ....	27
Figure I-22 Coupe structurale du Zagros-Iran réalisée par la N.I.O.C., 1975). ....	27
Figure I-23 Influence d'une faille de socle sur la création d'un diapir de sel en Espagne. ....	28
Figure I-24 Système de fracturation radial sur un modèle analogique à couverture d'argile. ....	29
Figure I-25 Dôme de sel de Reitbrook au Texas et ses systèmes de failles normales sur une coupe vertical. ....	30
Figure I-26 Effets de la vitesse d'érosion sur la forme des diapirs obtenus dans les modèles numériques. ....	32
Figure I-27 Fermeture d'un forage creusé dans un dôme de sel en Louisiane. ....	34
Figure I-28 Déplacement de points géodésiques sur le glacier de Namak-Dashti au sud de l'Iran. ....	34
Figure I-29 Trois modèles proposés par Seni & Jackson (1984) pour estimer la vitesse de mouvement vertical des masses salifères. ....	36
Figure I-30 Comparaison entre les résultats obtenus par différentes méthodes pour la vitesse de déformation des masses salifères. ....	37

### Chapitre II Diapirisme et tectonique actuels dans le sud de l'Alsace

Figure II-1 Rift Ouest-Européen. ....	42
Figure II-2 Carte d'anomalies gravimétriques réalisée par Maïkovsky (1952). ....	43
Figure II-3 Forme et position géographique de la ride salifère et des secteurs miniers d'Alsace. ....	45
Figure II-4 Accidents transverses du fossé rhénan. Dessin d'après Chorowicz et al. (1989). ....	46
Figure II-5 Faille de Lalaye-Lubine Baden-Baden sur une coupe schématique N-S des Vosges. ....	47
Figure II-6 Direction principale du champ de contrainte actuel dans la région du fossé rhénan. ....	48
Figure II-7 Principe du nivellement par cheminement. ....	49
Figure II-8 (a), Réseau de nivellement IGN en France ; (b), réseau de nivellement au Nord-Est de la France (maille 'A') ; (c), agrandissement de notre réseau de nivellement (mailles 'Alk', 'Ali' et 'Alm'). ....	50
Figure II-9 Réseau de nivellement étudié avec les repères utilisés et supprimés. ....	51
Figure II-10 Projection des vitesses de déplacement vertical sur les coupes transversales [(a) à (e)] et longitudinales [(d) et (e)] au sud du fossé rhénan. ....	56



Figure II-11 Vitesses de déplacement vertical par rapport à un point de référence situé au sud de Colmar, représentées sur le réseau de nivellement vu en perspective. ....	57
Figure II-12 Vitesses des déplacements verticaux par rapport au point de référence au sud de Colmar. ....	58
Figure II-13 Carte isohypse de la base des alluvions du bassin de Mulhouse, entre la ville de Colmar et Mulhouse. ....	59
Figure II-14 Comparaison entre la vitesse de déplacement vertical des points de nivellement et l'épaisseur d'alluvions sous les trois profils transversaux et deux profils longitudinaux. ....	61
Figure II-15 Structures majeures et champ de contrainte actuel. ....	62
Figure II-16 Mécanismes aux foyer des séismes du fossé rhénan d'après Bonjer et al. (1984). ....	63
Figure II-17 Réseaux hydrographiques et vitesses de déplacement vertical. ....	64

### Chapitre III Diapirisme salifère actuel dans la région de Bandar Abbas (Se du Zagros, Iran)

Figure III-1 Carte géographique de l'Iran. ....	70
Figure III-2 Partie centrale de la chaîne Alpes-Himalaya. ....	72
Figure III-3 Répartition de la série évaporitique de Hormuz dans le Zagros et dans le golfe Persique. ....	73
Figure III-4 Carte des affleurements de diapirs de la série de Hormuz au Zagros. ....	74
Figure III-5 Position et noms des affleurements dans le Sud et Sud-Est du Zagros. ....	75
Figure III-6 Arrangement des diapirs salifères dans le Zagros et linéaments identifiables. ....	78
Figure III-7 Failles sénestres proposées par Furst (1990) grâce aux affleurements de sel. ....	78
Figure III-8 Trente cinq sites supposés receler des diapirs sous la surface (cercle et carré) et affleurements de sel (taches noires). ....	79
Figure III-9 (a), Modèle analogique pour les diapirs du Zagros réalisé par Koyi (1987) ; (b), zoom sur un pli avec un chevauchement (E-W ou NW-SE) sur son flanc ; (c), présence d'un chevauchement facilite la montée du sel vers la surface. ....	80
Figure III-10 Etapes de la méthode selligne utilisée pour déterminer un linéament. ....	81
Figure III-11 Réseau des affleurements de Hormuz au Zagros. ....	82
Figure III-12 Réseau des affleurements salifères et des diapirs non affleurants au Zagros. ....	82
Figure III-13 Réseau des affleurements de Hormuz au Zagros après sélection des lignes directes d'écart $\leq 20^\circ$ par rapport aux directions générales des linéaments. ....	83
Figure III-14 Réseau des affleurements de sel et des diapirs supposés au Zagros après sélection des lignes directes d'écart $\leq 20^\circ$ par rapport aux directions générales des linéaments. ....	83
Figure III-15 Rosaces du réseau des linéaments après la deuxième étape de selligne. ....	84
Figure III-16 Quatre familles de linéaments. ....	85
Figure III-17 Mouvement de la plaque arabe vers la plaque eurasiatique. ....	87
Figure III-18 Anomalie de Bouguer dans la région du golfe Persique. ....	88
Figure III-19 Modèle 2D de répartition des densités au Zagros d'après l'étude des anomalies de Bouguer de Snyder & Barazangi (1986). ....	88
Figure III-20 Principales zones du Zagros. ....	89
Figure III-21 Coupe crustale schématique perpendiculaire à la direction des plis du Zagros. ....	90
Figure III-22 Raccourcissement actuel dans la région de Bandar Abbas. ....	91
Figure III-23 Topographie supérieure à 2000 m et épicentres des séismes de 1961 à 1983. ....	93
Figure III-24 Mécanismes aux foyers des séismes montrant la présence de chevauchements de fort pendage parallèles au chevauchement majeur du Zagros. ....	93
Figure III-25 Schéma des anticlinaux dans la région de Bandar Abbas. ....	96
Figure III-26 Coupe structurale de la région de Bandar Abbas. ....	97
Figure III-27 Localisation de quatre cartes géologiques disponibles sur le Zagros. ....	98
Figure III-28 Carte topographique de la région étudiée au nord de Bandar Abbas. ....	99
Figure III-29 Carte géologique de la région étudiée au nord de Bandar Abbas. ....	101
Figure III-30 Coupes géologiques de trois anticlinaux dans la région de Bandar Abbas. ....	101
Figure III-31 Colonne lithostratigraphique du SE du Zagros d'après Ala (1974). ....	103
Figure III-32 Extrait d'une carte topographique dans la région de Bandar Abbas. ....	104
Figure III-33 Réseau hydrographique vectorisé de la région de Bandar Abbas correspondant à la Figure III-25. La zone de la Figure III-32 est encadrée. ....	105
Figure III-34 Extrait scanneurisé des courbes de niveau de la zone de Figure III-32. ....	106
Figure III-35 Extrait vectorisé des courbes de niveau de la Figure III-34. ....	106
Figure III-36 Représentation en carte des altitudes d'un modèle numérique de terrain sur la zone de la Figure III-32. ....	107

Figure III-37 Représentation en carte des pentes d'un modèle numérique de terrain sur la zone de la Figure III-320. ....	108
Figure III-38 Schéma de la zone recouverte par les trois scènes SPOT. ....	109
Figure III-39 Scènes SPOT de la région d'étude au nord de Bandar Abbas et points d'appui terrain. ....	111
Figure III-40 Positionnement des points d'appui sélectionnés sur : (a), Scène 2 ; (b), Scène 1. ....	112
Figure III-41 Modèle numérique de terrain d'altitude calculé. ....	114
Figure III-42 Comparaison entre le MNT calculé avec des points d'appui GPS portable et le MNT calculé avec des points d'appui tirés des cartes topographiques 1/50000. ....	116
Figure III-43 Position des échantillons retenus pour datation dans la région de Bandar Abbas. ....	117
Figure III-44 Instruments utilisés pour la datation par thermoluminescence. ....	118
Figure III-45 Comparaison entre trois courbes de thermoluminescence du même échantillon. ....	119
Figure III-46 Courbes de thermoluminescence de notre premier échantillon après 10, 25, 60 et 120 minutes d'exposition sous une ampoule à mercure. ....	120
Figure III-47 Comparaison entre une courbe de thermoluminescence d'un échantillon naturel et la courbe de thermoluminescence d'un échantillon de la même série après exposition aux radiations $\beta$ . ....	121
Figure III-48 Comparaison entre une courbe de thermoluminescence d'un échantillon naturel et la courbe de thermoluminescence d'un échantillon de la même série après exposition aux radiations $\beta$ (a) position des sites diapiriques étudiés ; (b) sites de la région de Bandar Abbas. ....	121
Figure III-49 (a) position des sites diapiriques étudiés ; (b) sites de la région de Bandar Abbas. ....	123
Figure III-50 Schéma général des reliefs de la région au Nord de Bandar Abbas et situations des coupes topographiques de la Figure III-51. ....	123
Figure III-51 Dix coupes topographiques (N-S) localisées sur la Figure III-50. ....	124
Figure III-52 Morphologie du site de Handan en vue perspective. ....	125
Figure III-53 Morphologie du site de Murun en vue perspective. ....	126
Figure III-54 Morphologie du site de Gashu en vue perspective. ....	126
Figure III-55 Morphologie du site de Finu en vue perspective. ....	127
Figure III-56 Anticlinal de Furgun au N et NE du diapir de Finu. ....	128
Figure III-57 Déformation des couches du Fars Group au nord de l'affleurement de la série de Hormuz à Finu. ....	128
Figure III-58 Fluage du sel de Hormuz à Finu. ....	130
Figure III-59 Alluvions non déformées autour et au contact de la série de Hormuz sur le site de Finu. ....	130
Figure III-60 Alluvions autour et au contact de l'affleurement de la série de Hormuz à Finu. ....	131
Figure III-61 Présence d'une série d'alluvions sur la série de Hormuz. ....	131
Figure III-62 Diapir de Finu dominant de 600 m la vallée voisine. ....	132
Figure III-63 Hypothèses proposées pour expliquer la présence d'alluvions récentes non basculées au contact de l'affleurement du diapir de Finu, manifestement actif. ....	133
Figure III-64 Morphologie du site de Darbast en vue perspective. ....	133
Figure III-65 Carte géologique du Darbast. ....	134
Figure III-66 Zone affectée par l'activité du diapir de Darbast. ....	135
Figure III-67 Affleurement de Hormuz sur le site diapirique de Darbast. ....	136
Figure III-68 Morphologie du site de Genow en vue perspective. ....	137
Figure III-69 Affleurements du diapir de Kalat Bala sur une image SPOT. ....	138
Figure III-70 Extrait de scène SPOT de Genow. ....	138
Figure III-71 Zones d'affleurements de la série évaporitique de Hormuz à Genow. ....	139
Figure III-72 Affleurement de la série de Hormuz sur le site de Genow. ....	140
Figure III-73 Décalage latéral d'une faille et d'un drainage témoignant du passage d'une faille sénestre. ....	141
Figure III-74 Partie Est de l'anticlinal de Genow et terminaison de la faille de Genow. ....	141
Figure III-75 Modèle numérique de terrain du site de Genow. ....	142
Figure III-76 Formation de Bakhtiyari et ses vallées encaissées à l'Ouest de la faille de Genow. ....	143
Figure III-77 Partie SE de l'anticlinal de Genow. ....	143
Figure III-78 Profils en long de trois rivières (1 à 3) sur le flanc Sud de l'anticlinal de Genow. ....	145
Figure III-79 Cônes de déjection au Sud de l'anticlinal de Genow. ....	146
Figure III-80 Cônes de déjection au sud de l'anticlinal de Genow. ....	146
Figure III-81 Deux cônes de déjection au sud de l'anticlinal de Genow qui ont une activité différente. ....	146
Figure III-82 Morphologie du site de Khurgu en vue perspective. ....	147
Figure III-83 Site de Khurgu (extrait de scène SPOT). ....	148
Figure III-84 Série de Hormuz injectée dans les fissures des calcaires. ....	149
Figure III-85 Interprétation structurale de la partie W de l'anticlinal de Khurgu-Nord. ....	149



Figure III-86 Anticlinal de Khurgu-Nord.....	150
Figure III-87 Couches du Fars Group déformées par le soulèvement du diapir de Khurgu. ....	151
Figure III-88 Tunnel de Sarzeh situé à quelques centaines mètres de l'affleurement de Hormuz à Khurgu. ....	152
Figure III-89 Positionnement des diapirs (affleurants et non affleurant) de la région de Bandar Abbas. ....	154
Figure III-90 Localisation horizontale de tous les séismes de 1497 à 1999 dans la région d'étudiée. ....	155
Figure III-91 Localisation horizontale et profondeur des séismes.....	156
Figure III-92 Histogramme de la profondeur des séismes dans la région de Bandar Abbas. ....	156
Figure III-93 Réseau hydrographique de la région de Bandar Abbas.....	158
Figure III-94 Principaux types de réseaux hydrographiques proposés par Strandberg (1967). ....	158
Figure III-95 Différents types de réseaux hydrographiques, proposés par Strandberg (1967), dans notre région d'étude. ....	159
Figure III-96 Superposition du réseau hydrographique du site de Handan à son MNT d'altitude. ....	161
Figure III-97 Superposition du réseau hydrographique du site de Handan à son MNT de pente. ....	161
Figure III-98 Superposition du réseau hydrographique du site de Murun à son MNT d'altitude. ....	162
Figure III-99 Superposition du réseau hydrographique du site de Murun à son MNT de pente. ....	162
Figure III-100 Superposition du réseau hydrographique du site de Gashu à son MNT d'altitude.....	163
Figure III-101 Superposition du réseau hydrographique du site de Gashu à son MNT de pente.....	163
Figure III-102 Superposition du réseau hydrographique de la zone de Finu à son MNT d'altitude.....	164
Figure III-103 Superposition du réseau hydrographique de la zone de Finu à son MNT de pente.....	164
Figure III-104 Superposition du réseau hydrographique de la zone de Furgun à son MNT d'altitude. ....	165
Figure III-105 Superposition du réseau hydrographique de la zone de Furgun à son MNT de pente.....	165
Figure III-106 Superposition du réseau hydrographique du site de Darbast à son MNT d'altitude. ....	166
Figure III-107 Superposition du réseau hydrographique du site de Darbast à son MNT de pente. ....	166
Figure III-108 Superposition du réseau hydrographique du site de Genow à son MNT d'altitude.....	167
Figure III-109 Superposition du réseau hydrographique du site de Genow à son MNT de pente.....	167
Figure III-110 Superposition du réseau hydrographique du site de Khurgu à son MNT d'altitude.....	168
Figure III-111 Superposition du réseau hydrographique du site de Khurgu à son MNT de pente.....	168
Figure III-112 Anomalies du réseau hydrographique de la région de Bandar Abbas.....	169
Figure III-113 Anomalies des réseaux hydrographiques après superposition du réseau hydrographique au MNT de pente.....	170
Figure III-114 Diagrammes en rose de fréquence des directions et des longueurs cumulées, pas de 10°, des anomalies des réseaux hydrographiques. ....	171
Figure III-115 Carte des linéaments structuraux d'une partie de la région d'étude au nord de Bandar Abbas à partir d'une étude stéréoscopique des images SPOT panchromatique et multibande.....	172
Figure III-116 Diagramme en rosace des linéaments structuraux de la région de Bandar Abbas.....	173
Figure III-117 Diagramme en rosace de la fréquence des directions et des longueurs cumulées de site de Genow après une étude stéréoscopique des images SPOT. ....	173
Figure III-118 (a) : ensemble des linéaments de la Figure III-16 mis en évidence dans notre région d'étude ; (b), linéaments communs à la méthode de selligne, aux méthodes mises en œuvre dans ce chapitre et ses linéaments parallèles.....	175
Figure III-119 Dispersion des directions tectoniques de la région de Bandar Abbas. ....	175
Figure III-120 Flexure de la partie Est d'anticlinal de Furgun liée probablement au passage éventuel d'une faille senestre de la famille NE-SW. ....	176
Figure III-121 Inflation sur le flanc sud de l'anticlinal de Darbast (vue en carte). ....	178
Figure III-122 Inflation de l'anticlinal de Nakh (vue en carte). ....	179
Figure III-123 Modèle analogique des diapirs dans une phase de convergence. ....	179
Figure III-124 Exemple d'inflation non associée aux structures anticlinales sur le site de Murun.....	180
Figure III-125 Présence d'une zone de subsidence sur le site de Gardan. ....	181
Figure III-126 Position du diapir de Khurgu au SW de l'anticlinal de Khurgu (extrait de scène SPOT). ....	182
Figure III-127 Coupe schématique axiale de l'anticlinal de Khurgu. ....	183
Figure III-128 Déflation de l'anticlinal de Handan.....	184
Figure III-129 Forme des courbes de niveau dans une zone d'érosion et dans une zone de déflation.....	185
Figure III-130 Coupe de la déflation des couches de l'anticlinal de Handan. ....	185
Figure III-131 Diapir et anticlinal de Finu. Extrait de photo aérienne. ....	186
Figure III-132 Changement de direction de l'axe anticlinal de Nakh sur un modèle numérique de terrain. ....	187
Figure III-133 Réseau hydrographique de la région de Bandar Abbas.....	188
Figure III-134 Rivière Sarzeh et position de ses deux anomalies .....	189
Figure III-135 Carte géomorphologique du synclinal au sud de l'anticlinal de Finu. ....	190
Figure III-136 Cône d'alluvions au sud du synclinal de Finu. ....	191

Figure III-137 Creusement d'un cône d'alluvions au SE du synclinal de Finu. ....	192
Figure III-138 Evolution du parcours de la rivière Sarzeh pendant son premier changement de bassin, sur une image SPOT. ....	193
Figure III-139 Cailloux issus du diapir de Finu sur le cône d'alluvions .....	194
Figure III-140 Sédimentation de sel sur les couches affleurantes de Fars Group .....	194
Figure III-141 Bloc de Fars Group érodé par le courant dans la vallée morte. ....	194
Figure III-142 Deuxième anomalie de Sarzeh, extrait de scène SPOT.....	195
Figure III-143 Ancien bassin de Sarzeh au nord-est du diapir de Khurgu.....	196
Figure III-144 Cours actuel de la rivière Sarzeh.....	196
Figure III-145 Etapes d'évolution du cours de la rivière Sarzeh. ....	197
Figure III-146 Image SPOT du site de Darbast. ....	198
Figure III-147 Trois étapes de l'évolution d'un réseau hydrographique sur le site diapirique de Darbast. ....	198
Figure III-148 Cônes de déjection dans la région de Bandar Abbas. ....	199
Figure III-149 Cône de déjection au Nord de l'anticlinal de Genow, cône de Genow-Nord.....	200
Figure III-150 Modification de la forme des lignes de niveau d'un cône de déjection lors de son basculement. ....	201
Figure III-151 Paramètres de la formule 3-1 donnée par Pinter & Keller (1995). ....	202
Figure III-152 Cône de Genow-Sud (CCE ; cf. 3-4-1-6) et direction du basculement (flèche). ....	203
Figure III-153 Cône de Genow-Nord et direction du basculement (flèche). ....	204
Figure III-154 Cône de Handan et direction de basculement (flèche). ....	205
Figure III-155 Cône de Finu Est et Cône de Furgun-Sud et directions de basculement respectives (flèches). ....	206
Figure III-156 Cône de Finu-Ouest et direction de basculement (flèche). ....	207

## Annexe 2

Figure A-1 Morphologie du site de Gardan en vue perspective. ....	235
Figure A-2 Morphologie du site de Nakh en vue perspective. ....	236
Figure A-3 Morphologie du site de Kaftar en vue perspective. ....	237



**LISTE DES TABLEAUX**

Chapitre I. Principales caractéristiques du diapirisme salifère

Tableau I-1 Liste des travaux réalisés sur les grands secteurs salifères dans le monde. .... 7

Chapitre II Diapirisme et tectonique actuels dans le sud de l'Alsace

Tableau II-1 Erreur de fermeture des boucles Alk, Ali, Alm et de la maille principale (Al) (position sur la Figure II-9). .... 53  
Tableau II-2 Précisions moyennes des nivellements IGN69 suivant l'ordre de la maille donnée ..... 53

Chapitre III Diapirisme salifère actuel dans la région de Bandar Abbas (Se du Zagros, Iran)

Tableau III-1 Températures mensuelles moyennes (colonnes noires), minimales (colonnes blanches) et maximales (colonnes grises) relevées au cours d'une période de 29 ans (1961-1990) dans la région de Bandar Abbas '. .... 71  
Tableau III-2 Précipitations mensuelles moyennes dans la région de Bandar Abbas mesurées pendant la période 1961-1990 (29 ans). .... 71  
Tableau III-3 Caractéristiques techniques des trois scènes SPOT disponibles. .... 108  
Tableau III-4 Coordonnées géographiques des points d'appui mesurés par GPS ..... 111  
Tableau III-5 Estimation de la précision de saisie des points d'appui pour le couple SPOT, ..... 113  
Tableau III-6 Estimation de la précision de saisie des points d'appui pour le couple SPOT calculé par Goudard (1997), ..... 115  
Tableau III-7 Linéaments structuraux proposés pour la région de Bandar Abbas. .... 174  
Tableau III-8 Valeurs  $\alpha$  (angle d'ouverture du cône non-basculé) et  $\beta$  (angle de basculement du cône) pour chacun des cônes étudiés. .... 207

## *Introduction*

Nous avons divisé ce mémoire en quatre chapitres où se trouvent les éléments suivants :

Le premier chapitre concerne les principales caractéristiques du diapirisme salifère. Dans ce chapitre, nous discutons le phénomène de diapirisme en général et détaillons les principaux paramètres contrôlant le mouvement ascensionnel des diapirs. Ceci permet de mieux comprendre les sites diapiriques salifères présentés dans les chapitres deux et trois.

Le deuxième chapitre concerne l'exposé de notre travail sur les rides salifères du fossé alsacien au NE de la France. Nous présentons, dans ce chapitre, les résultats de la comparaison de nivellement ainsi que l'étude du réseau hydrographique de la région située entre la ville de Sélestat au Nord, et Mulhouse au Sud.

Dans le troisième chapitre, nous présentons d'abord les particularités tectoniques de notre région d'étude située au Nord de Bandar Abbas (partie Sud-Orientale du Zagros en Iran). Puis vient une présentation des particularités des diapirs salifères du Zagros. Les résultats concernant l'activité, les marqueurs linéamentaires, et les phénomènes associés aux diapirs sont ensuite exposés en détail.

Le quatrième chapitre rassemble les conclusions générales de notre travail.



*Chapitre I. Principales  
caractéristiques du diapirisme salifère*

### **1.1. Importance de l'étude des gisements de sel**

Le sel est omniprésent dans les mers et les océans. Dans les pays arides, on le trouve à la surface du sol, sous forme de dépôts qui affleurent pour former une véritable croûte, comme dans les grands déserts africains et la plupart des zones désertiques sur les autres continents. De grands gisements de sel cachés dans les profondeurs du sous-sol ont été mis en évidence. O'Brien (1968) a dénombré 22 bassins sédimentaires renfermant de grands gisements de sel. Depuis cet inventaire, d'autres gisements ont été trouvés. Les plus importants bassins salifères sont présentés sur la Figure I-1.

L'important enjeu économique du sel et des matières premières qui lui sont associées, comme le gaz et le pétrole, ainsi que le rôle tectonique important joué par les masses de sel ont été à l'origine d'études et de recherches détaillées. En particulier sur le fluage du sel dans les mines de sel. Le rôle de piège à pétrole et gaz (les deux principales sources d'énergie actuelles) des masses salifères ainsi que les problèmes de stabilité d'ouvrages entraînés par la dissolution du sel sous-jacent justifient la réalisation d'études approfondies des propriétés mécaniques de ces masses salifères (Figure I-2).



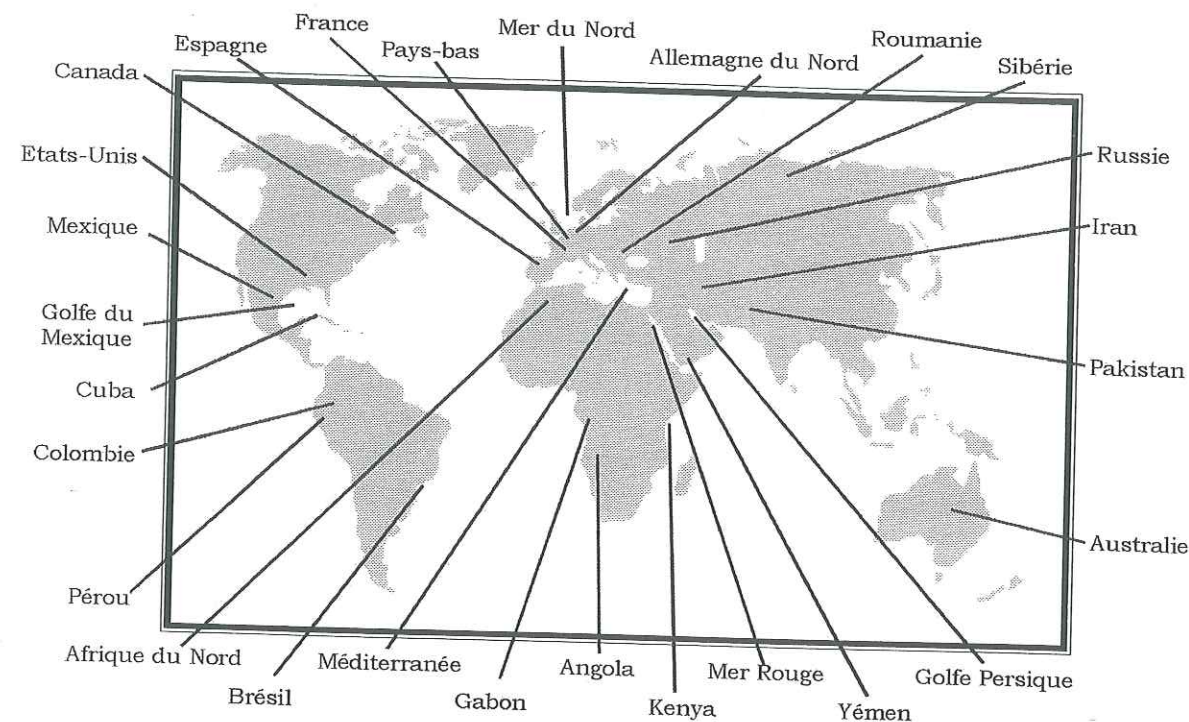


Figure I-1 Répartition des principaux gisements de sel dans le monde. Les plus connus sont les gisements du golfe du Mexique et du sud des États-Unis, d'Allemagne du Nord, de la mer du Nord, du golfe Persique et de l'Iran.

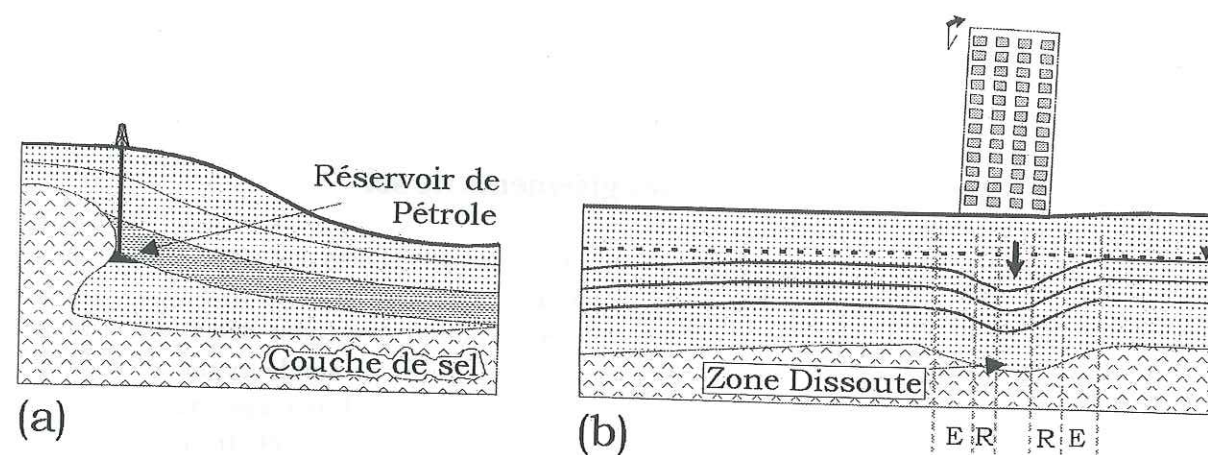


Figure I-2 Particularités des gisements de sel. (a), création d'une structure parfaite pour un réservoir pétrolier à proximité d'un gisement de sel ; (b), création d'une zone de effondrement sous une construction. E, extension ; R, raccourcissement. Ces schémas illustrent les deux principaux problèmes posés par les masses de sel, à savoir la particularité de leur gisement et de leur comportement mécanique.

Les études géologiques sur les gisements de sel réalisées dans le Monde (Tableau I-1) permettent d'avoir une idée générale des caractéristiques et de l'évolution de ces gisements.

Nom du Bassin	Auteur
Algérie, Maroc, Tunisie	Perthuisot (1981), Perthuisot <i>et al.</i> (1988), Vila & Charrière (1993), Vila (1995), Ouardi & Turki (1995)
Espagne	Canerot (1989)
France	De Graciansky <i>et al.</i> (1986), Kerckhove & Lereus (1986), Mascle <i>et al.</i> (1988)
Iran	Talbot (1979), Talbot & Rogers (1980), Talbot & Weinberg (1992), Talbot & Alavi (1996)
Méditerranée	Belderson <i>et al.</i> (1978), Belderson <i>et al.</i> (1978), Smith (1977)
Mer du Nord, Allemagne du Nord	Gussow (1968), Jenyon (1985), Lukic <i>et al.</i> (1983), Sannemann (1968), Thomsen & Lerche (1991)
Pakistan	Yeats <i>et al.</i> (1984)
Pays-Bas	Kern (1992)
Texas, Louisiane, Mexique, golfe du Mexique	Goldstein & Collins (1984), Humphris (1979), Jackson & Seni (1983), Kupfer (1976), Laudon (1984), Seni & Jackson (1992)

Tableau I-1 Liste des travaux réalisés sur les grands secteurs salifères dans le monde.

En ce qui nous concerne, dans cette étude, nous tenterons de mettre en évidence le rôle des masses souterraines de sel sur la déformation actuelle de la surface et de déterminer les mécanismes qui entrent en jeu.

## 1.2. Nature chimique des gisements de sel

Malgré le nom de sel que l'on donne aux masses salifères, il ne s'agit pas de halite (chlorure de sodium) à l'état pur. Les roches salines sont constituées, en général, d'un mélange de gypse ( $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ ), d'anhydrite ( $\text{CaSO}_4$ ), de halite ( $\text{NaCl}$ ), de sylbite ( $\text{KCl}$ ) et de carnallite ( $\text{KCl} \cdot \text{MgCl}_2 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$ ). La plupart du temps, ces masses sont associées à des argiles, des sables siliceux, des carbonates (notamment la dolomite) ou des roches magmatiques. On appelle ces formations complexes 'séries évaporitiques'.

Le gypse et l'anhydrite sont le plus abondamment représentées. L'anhydrite, s'altère rapidement à l'air pour donner du gypse. Elle est donc généralement associée au gypse et rare à l'affleurement en raison de son altération rapide.

## 1.3. Origine du sel des gisements salifères

Le sel dissout dans l'eau de la mer est à l'origine du sel des gisements salifères. Ce sel se dépose dans les bassins sédimentaires. Deux mécanismes sont actuellement proposés pour expliquer la sédimentation de sel dans les anciens bassins : surconcentration du sel par évaporation de l'eau et surconcentration par apport des magmas alcalins. Dans le second cas, l'évaporation de l'eau n'est pas un phénomène essentiel pour la sédimentation des éléments salins. Mais, dans les deux cas la roche saline apparaît par précipitation d'une solution surconcentrée.



### 1.3.1. Premier mécanisme : surconcentration du sel par évaporation de l'eau

L'eau de mer contient actuellement en moyenne 30 g de chlorure de Sodium (NaCl) dissout par litre (ou 30 kg/m<sup>3</sup>). La salinité des eaux varie fortement selon les mers : 38 à 40 kg/m<sup>3</sup> pour la mer Méditerranée et 17 kg/m<sup>3</sup> pour la mer Baltique. La salinité est généralement plus élevée dans les mers fermées que dans les océans. La mer Morte, emprisonne 315 kg/m<sup>3</sup> de sel [Hocqet, 1989]. Si la totalité d'eau de la mer Morte s'évaporerait, ce sel dissous se déposerait sous forme solide pour former au fond une couche de 290 m d'épaisseur et une masse de  $3 \times 10^{13}$  tonnes. En revanche, la mer Caspienne, autre mer fermée, reçoit par la Volga un apport considérable d'eau douce et renferme seulement 6 kg/m<sup>3</sup> de sel.

Selon cette première hypothèse, les gisements de sel résulteraient de l'évaporation de l'eau d'anciennes mers, dans des conditions particulières. Leur localisation résulte de l'histoire géodynamique de la planète. Du Précambrien jusqu'à Quaternaire, les mers ont successivement couvert puis abandonné de vastes secteurs des continents, en y laissant parfois des dépôts de sel inclus dans les sédiments marins. Actuellement, ce phénomène est bien visible, par exemple dans la baie de Kara-bogaz (un golfe situé sur le côté Est de la mer Caspienne, au Turkménistan) où les flots pourtant peu salés de la mer Caspienne s'évaporent sur place en déposant d'importante quantité de sels.

Le mécanisme de cette accumulation de sel est simple: par suite des mouvements de l'écorce terrestre et des changements climatiques, les mers se trouvent peu à peu emprisonnées, transformées en lagunes salées et condamnées à disparaître sur place, par évaporation en laissant un résidu salifère.

Les conditions idéales pour le dépôt de sel sont : un milieu étroit et isolé ou un fossé tectonique, comme le fossé d'Alsace en France, et un climat chaud et sec, comme dans la région du Golfe Persique (Lowell, 1985 ; Figure I-3).

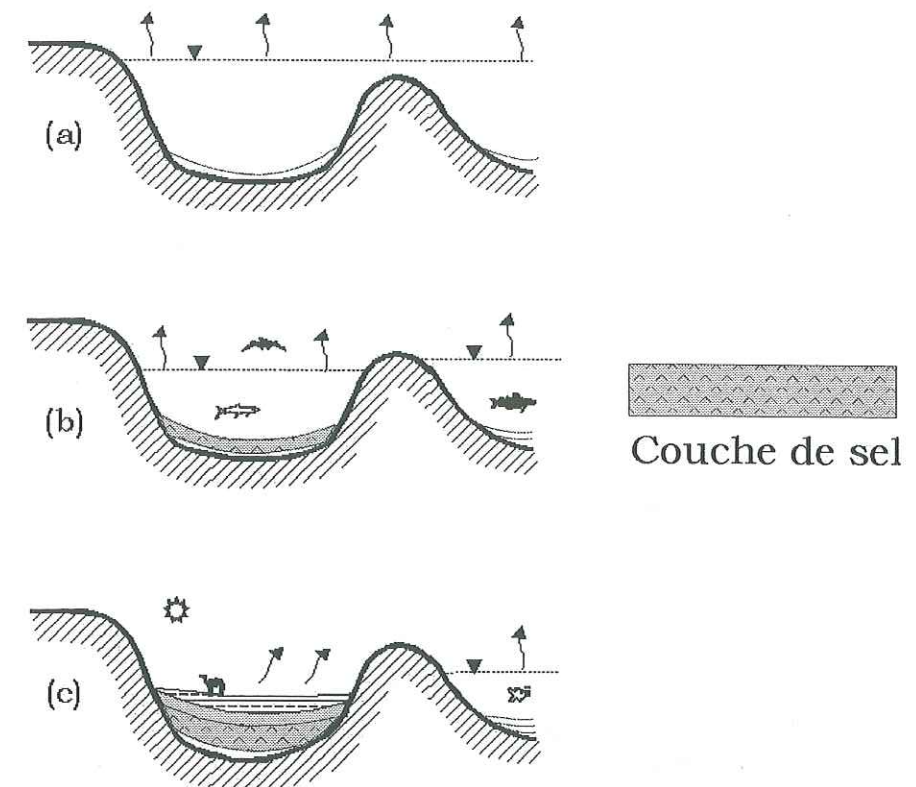


Figure I-3 Sédimentation de sel dans un bassin étendu, sous climat chaud et à basse altitude après isolement du bassin et une longue période d'évaporation de l'eau.

Ce schéma montre l'évolution d'un bassin sédimentaire et isolement progressif du bassin ; (b), deuxième étape : création d'une lagune isolée après évaporation d'une grande quantité de l'eau. La surconcentration du sel par l'évaporation de l'eau cause la sédimentation de sel dans le bassin. Pour expliquer de fortes épaisseurs de sel, la barrière doit permettre une réalimentation régulière du bassin d'évaporation. Une partie de l'eau du bassin correspond à la compaction des sédiments que chasse l'eau contenue dans la porosité. Par ailleurs, une baisse de température est également favorable à la précipitation du sel ; (c), dans la dernière étape, l'eau est complètement évaporée et la couche de sel est recouverte par les autres sédiments.

### 1.3.2. Second mécanisme : surconcentration du sel de l'eau par éruption des magmas alcalins

Dans cette seconde hypothèse, la masse salifère correspond au dépôt d'une solution saline dont la surconcentration résulte d'un magma alcalin (Figure I-4). Cette hypothèse est confirmée par la température de fusion de la halite ( $\approx 801^\circ\text{C}$  à faible pression) qui est plus basse que la température de solidification des autres minéraux du magma basique ( $\approx 1150^\circ\text{C}$  dans les mêmes conditions) [Talbot & Jackson, 1987].



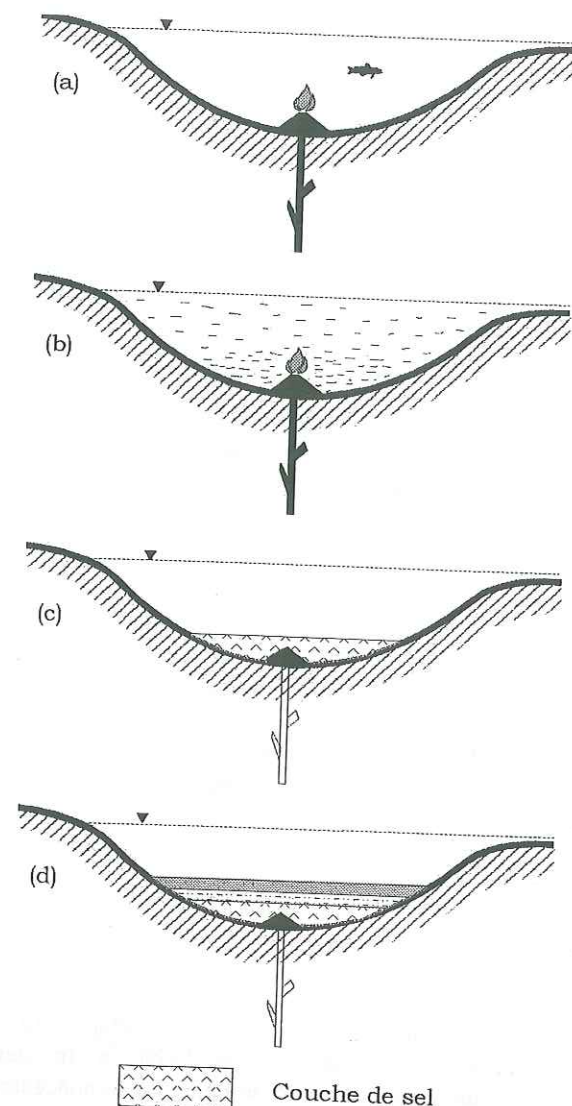


Figure I-4 Sédimentation de sel dans un bassin suite à l'éruption d'un volcan riche en éléments salins. (a), éruption d'un volcan alcalin dans un bassin sédimentaire ; (b), surconcentration d'eau par les éléments salins d'origine éruptive ; (c), sédimentation de sel sur le bassin en raison de surconcentration des éléments salins de l'eau ; (d), couverture du sel par les autres couches sédimentaires.

Les magmas alcalins sont riches en Na, K, Cl, P, Fe, Pb, Zn, Au, U etc... Suite à l'éruption sous-marine des magmas alcalins, ces éléments entrent en solution dans les mers. Ce phénomène semble s'être largement produit au Protérozoïque et au Cambrien. L'éruption sous-marine des magmas alcalins est à l'origine de la dispersion de tous ces éléments dans le milieu marin. Lorsque la concentration de chacun de ces éléments dépasse la limite de saturation, les ions se déposent dans le bassin sans faire intervenir l'évaporation de l'eau de mer [Momenzadeh & Heidari, 1990].

Ceci permet d'expliquer en outre :

- la présence, fréquente, de minéraux volcaniques dans les séries salifères ;
- les grandes dimensions des gisements salifères (épaisseur, étendue) ;
- l'alternance de sel et de matériaux volcaniques ;
- l'indépendance des zones de dépôt potentiel par rapport à la taille ou la profondeur du bassin.

#### 1.4. Diapir de sel : définition

Le nom de '*diapir*' a été utilisé pour la première fois par Arrhenius (1913) pour un noyau de sel des Carpates en Roumanie. Cet auteur désigne ainsi une masse de sel qui migre d'un endroit de basse densité vers un endroit de haute densité [Talbot *et al.*, 1991]. Ce nom d'origine grecque signifie pénétrer. Le diapir de sel est un gisement de sel qui s'est rapproché ou a atteint la surface après avoir traversé les couches sus-jacentes (Figure I-5). La forme du diapir varie très rapidement sur une série de coupes transversales. Les diapirs sont constitués par l'extrusion de roches salifères à travers les couches encaissantes qui sont alors redressées écaillées et même parfois renversées (plis en champignon), sous l'action de la pression des roches sus-jacentes [Bellair, 1982].



Figure I-5 Schéma d'un diapir de sel qui est en train de traverser les couches sus-jacentes [Weijermars, 1993]. En général, il a la forme d'un champignon. Sur le schéma, les surfaces noires représentent les différentes couches de sel.

#### 1.5. Intrusions et diapirs salifères

Les diapirs de sel ont des tailles et des formes très variables. Leur taille varie de quelques dizaines de mètres, à plusieurs kilomètres. Les diapirs peuvent avoir des formes droites ou plus ou moins couchées. Ils sont susceptibles de former des structures en champignon. La plupart de temps, les formes ne présentent pas de symétrie axiale [De Sitter, 1964].

Il existe plusieurs classifications basées sur différents critères : type, profondeur, degré de maturité, épaisseur de la couche de sel etc... Nous présenterons ici la classification la plus couramment utilisée et adaptée à notre recherche : le stade d'évolution.



### 1.5.1. Classification des intrusions salifères basée sur leur stade d'évolution

On distingue les diapirs immatures au caractère peu intrusif et les diapirs matures recoupant franchement les couches de l'encaissant (Figure I-6).

Parmi les diapirs immatures distingue :

- la ride salifère qui se présente comme un anticlinal symétrique de faible ampleur ;
- le rouleau salifère qui, à la différence de la ride salifère, n'est pas symétrique, avec un pendage du toit faible d'un côté et plus fort de l'autre ;
- l'intumescence salifère : il s'agit d'une masse conique et étroite, à section circulaire ou ellipsoïdale et à base large.

Parmi les intrusions on trouve :

- le mur salifère qui correspond à l'accentuation d'une ride salifère, intrusive dans les couches sus-jacentes ;
- le noyau de sel qui peut avoir une forme en colonne, (masse conique d'ampleur variée) ou en champignon (colonne surmontée d'une boule en surplomb plus grosse que son tronc). Dans ce dernier cas, la formation de la boule à l'apex est due à une plus forte poussée du sel, au centre du diapir que sur sa périphérie [Koyi, 1991], en raison de circulations hydrothermales à l'intérieur de la masse de sel [Jackson & Talbot, 1989]. Lorsque cette structure est symétrique on parle de dôme de sel ;
- le sel détaché : il s'agit d'une masse de sel qui a perdu son contact avec la couche originelle de sel.

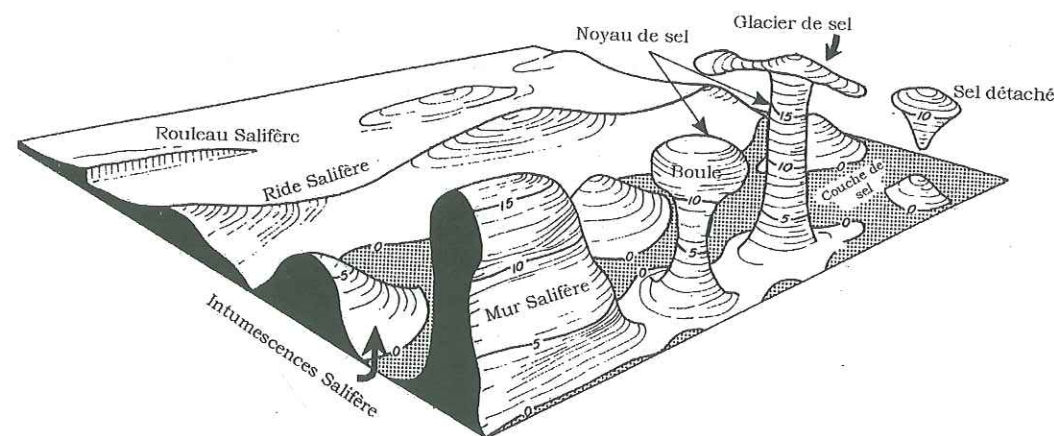


Figure I-6 Différentes étapes d'évolution des masses salifères [Jackson & Talbot, 1986].

Diapir et dômes ont des formes en champignon similaires mais le mot diapir doit être réservé pour les dépôts de sel qui sont montés près de la surface suite à l'intervention de forces tectoniques (cf. diapirisme du Zagros développé au chapitre III). Les dômes de sel sont par contre de vastes montées de masses salifères, sans lien avec les contraintes tectoniques ; ceux-ci sont en général situés dans des régions où les terrains sont par ailleurs restés horizontaux comme, par exemple, l'Allemagne du Nord ou encore le golfe du Mexique (Figure I-7).

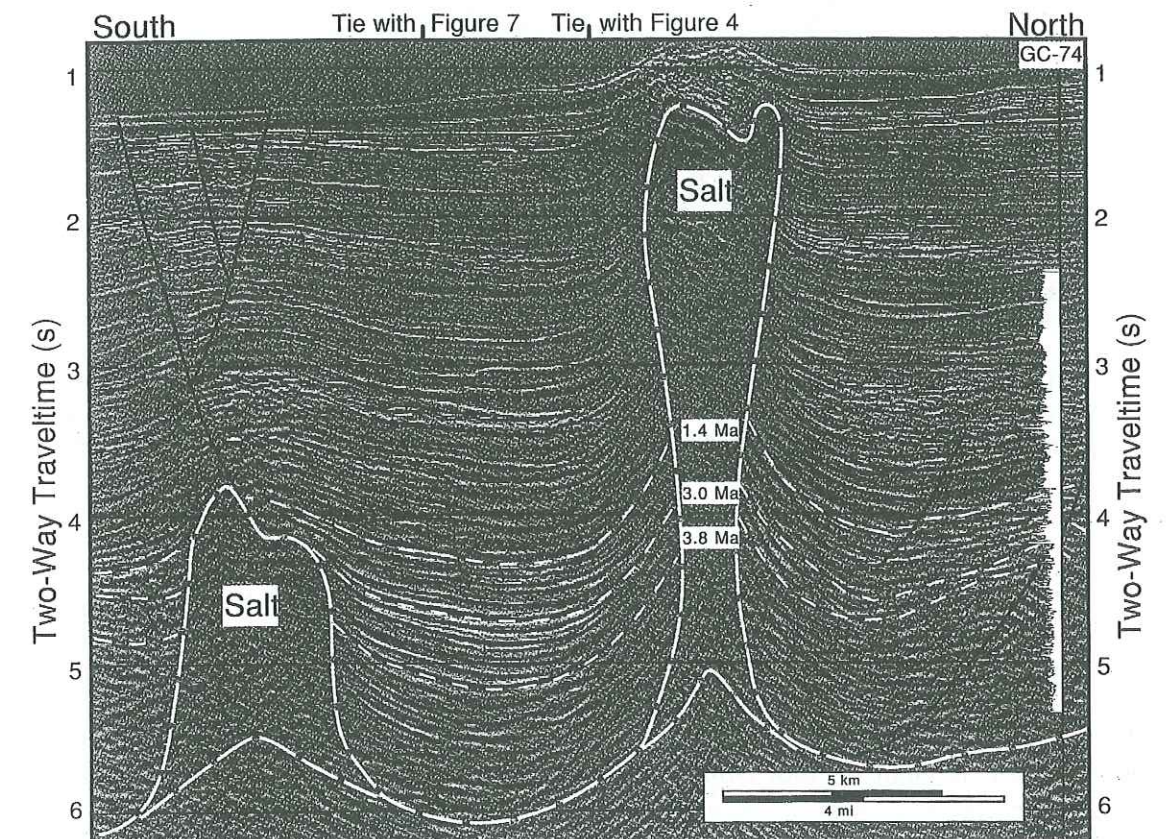


Figure I-7 Profil sismique au travers d'un secteur salifère au nord du golfe du Mexique [Varnai, 1998]. Deux dômes de sel traversent des couches sub-horizontales.

On doit noter qu'il existe couramment des langues de sel à proximité des diapirs de sel. Elles se créent à cause du poids de la couverture sédimentaire sus-jacente et de la présence de fractures à proximité du diapir. Le sel est parfois si plastique qu'il s'injecte dans ces fissures et crée des grands sills, dykes ou autres formes irrégulières (Figure I-8).



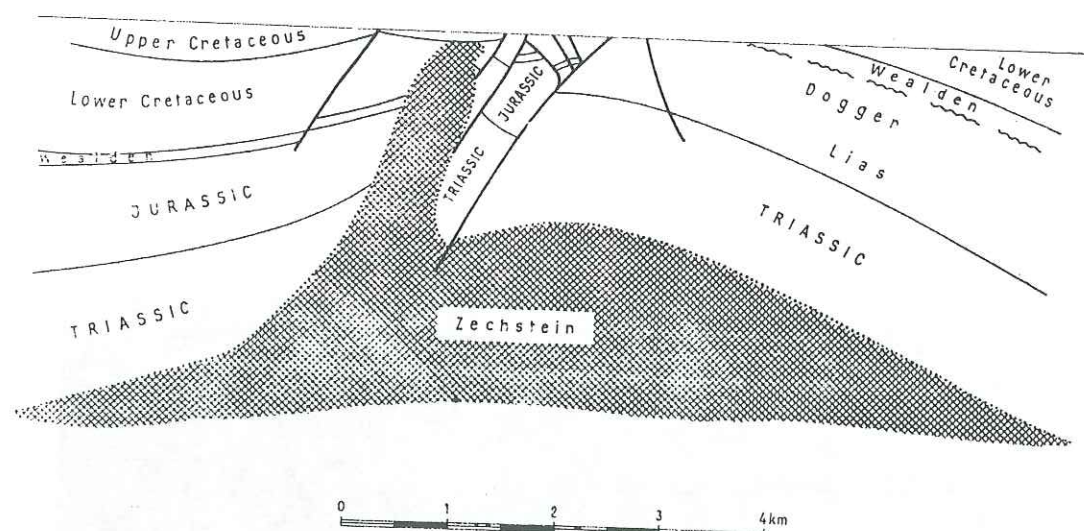


Figure I-8 Langue de sel développée à partir d'un dôme de sel au nord de l'Allemagne [Trusheim, 1960]. La déformation des couches sus-jacentes est produite par l'ascension du dôme de sel. En général, le développement d'une langue de sel dépend des discontinuités structurales (comme des failles) à proximité du diapir.

### 1.5.2. Percée d'un diapir et écoulement en surface

L'extrusion de sel en surface s'appelle '*glacier de sel*' (Figure I-6 et Figure I-9). Talbot & Jarvis (1984) ont proposé le terme de '*Namakier*' pour remplacer l'expression glacier de sel. Il vient de mot *Namak* d'origine persane qui signifie le sel. La structure, l'orientation, la texture et le mécanisme de déformation du sel changent lors de son extrusion sur la surface. Malgré la dissolution par la pluie, les masses de sel restent le plus souvent en position haute, le processus de montée de sel étant au moins aussi rapide que le phénomène de dissolution en surface. Le sel se déplace, sur la pente du substratum à des vitesses variant de quelques centimètres par jour en période sèche à plus de 0,5 m par jour en période de pluie [Jackson & Talbot, 1986].

A ce jour, les études théoriques et expérimentales basées sur les propriétés mécaniques du sel ne permettent pas encore la modélisation parfaite de l'écoulement des diapirs de sel. De nombreux facteurs influencent le fluage [Talbot & Jarvis, 1984].

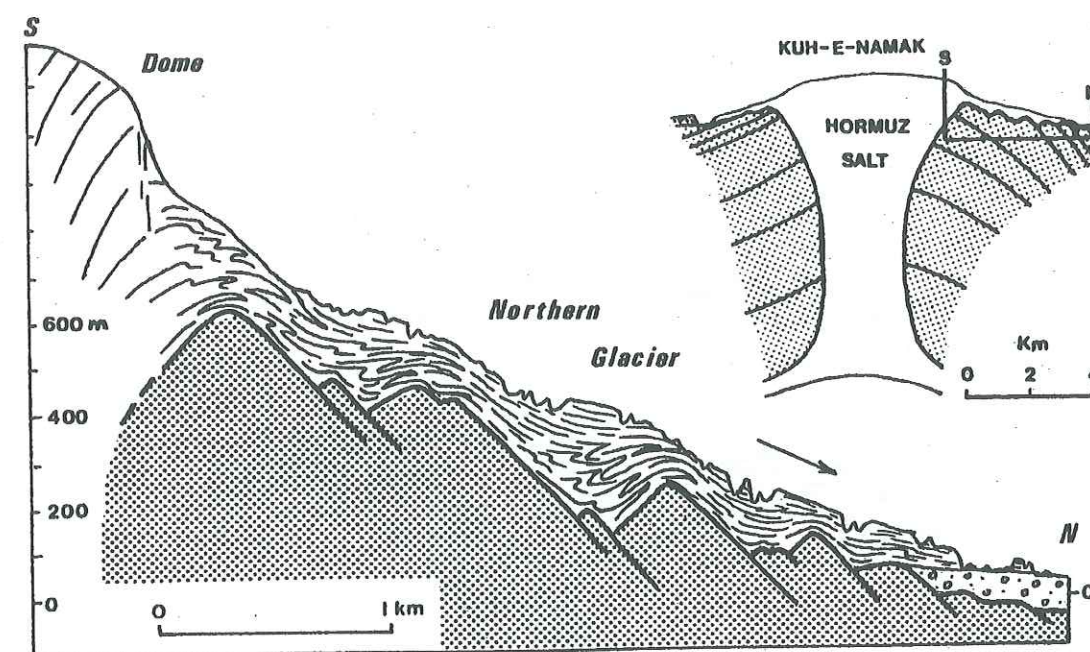


Figure I-9 Coupe du diapir de Kuh-e Namak (Iran) et du glacier de sel situé au nord de celui-ci [Talbot, 1979].

Kuh-e-Namak signifie la montagne du sel et le sel de Hormuz est le nom de la série évaporitique origine des diapirs salifères au sud de l'Iran.

### 1.5.3. Structure interne de la tête d'un diapir

Grâce aux nouvelles méthodes de prospection, l'enveloppe externe des diapirs sous la surface est facile à déterminer. La structure interne d'un diapir est cependant plus difficile à connaître que sa forme extérieure. Les progrès de la géophysique ne permettent pas encore de visualiser la structure intérieure des masses salifères. Les informations concernant ces structures proviennent de forages ainsi que des modélisations analogiques. Les résultats tirés des forages ne peuvent pas restituer l'anatomie réelle du diapir. Les modélisations analogiques et surtout celles utilisant la force centrifuge pour accélérer le phénomène de diapirisme, nous montrent bien la structure interne sur des profils verticaux et transversaux. La Figure I-10 montre quelques exemples de structure interne [Jackson & Talbot, 1989]. Ces profils montrent que le mouvement du sel à l'intérieur des diapirs est largement plus complexe que le mouvement global de la masse salifère.



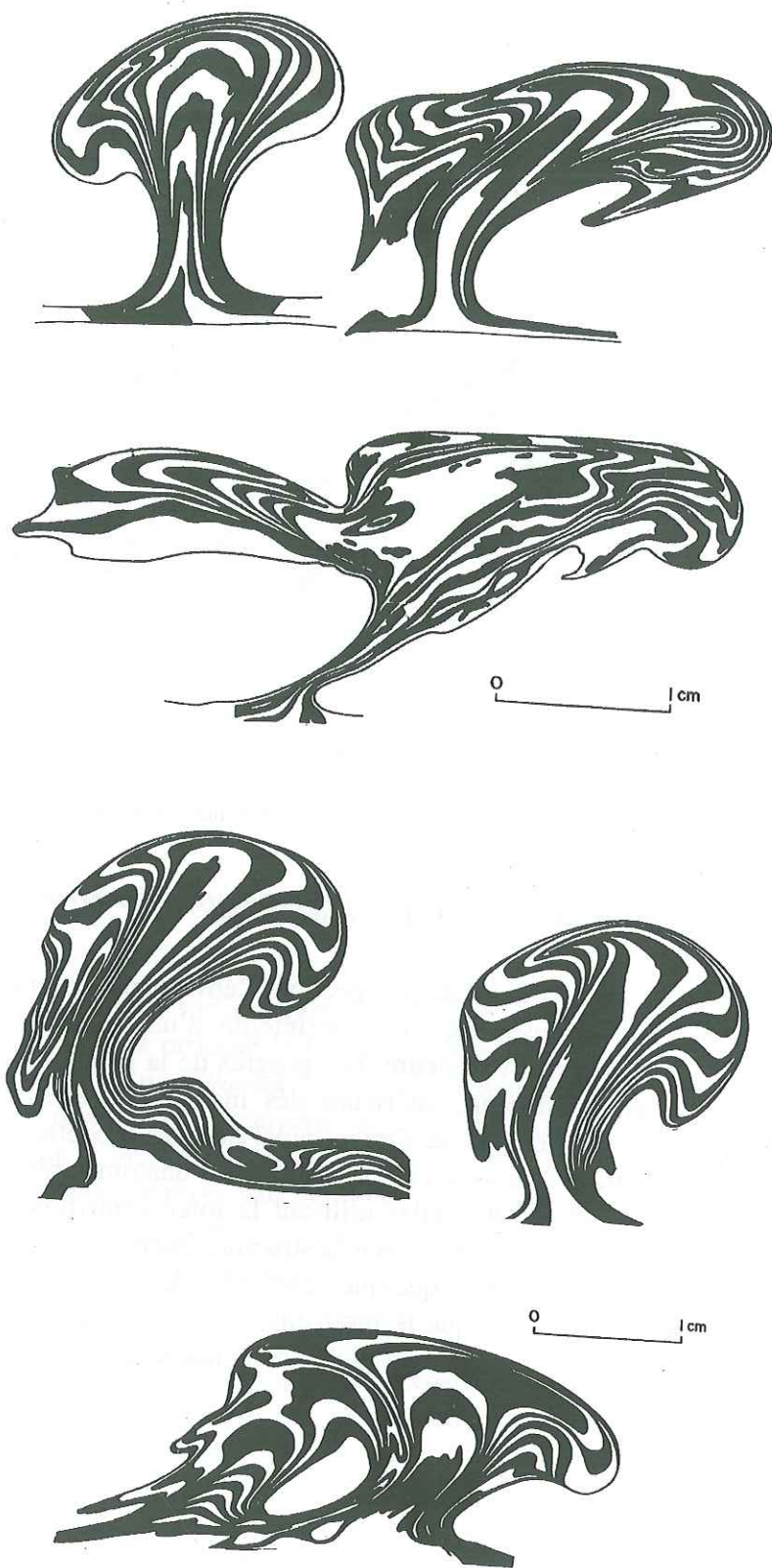


Figure I-10 Coupes verticales de la structure interne de diapirs réalisés par centrifugation [Jackson & Talbot, 1989].  
Les alternances noires et blanches représentent des couches à caractères physiques différents. Celles-ci sont également différentes d'un modèle à l'autre.

Le sel monte vers le haut, au cœur du diapir. Dès qu'il arrive au sommet, il retombe latéralement vers le bas. Dans le cas où il est dans une phase mature ou très mature, il tourne sur lui-même en formant un vortex. A ce moment là, le diapir commence à avoir une image complexe avec deux plis ou plus (Figure I-11).

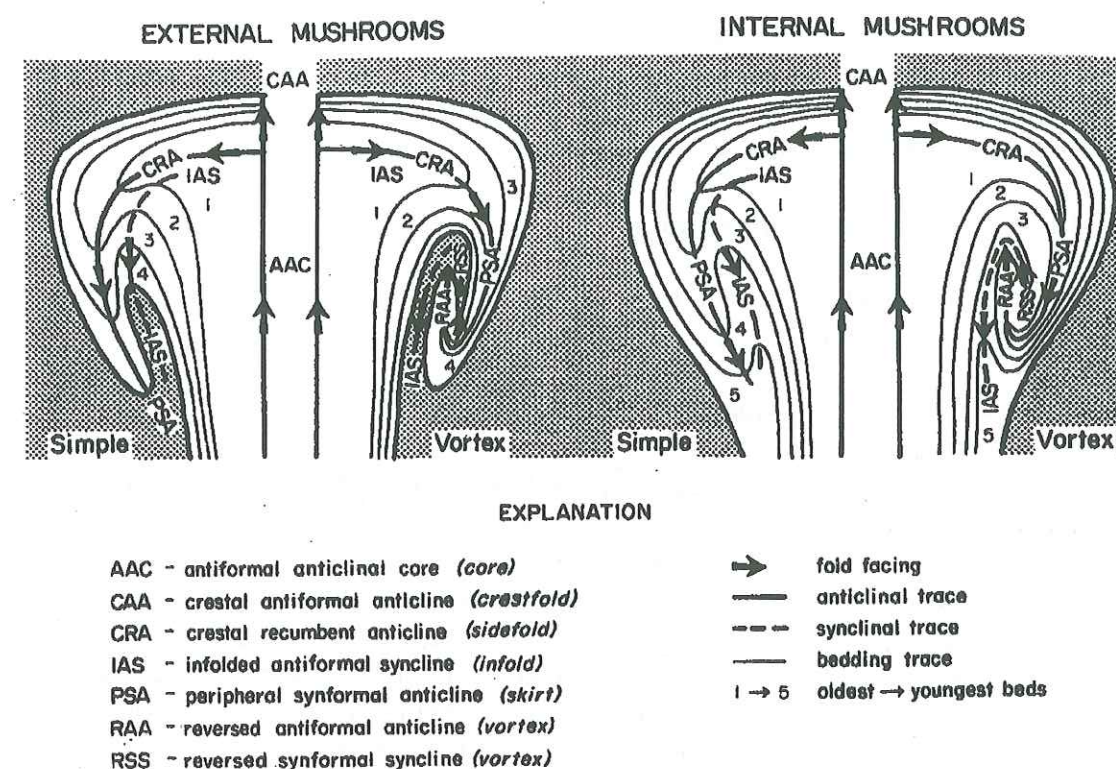


Figure I-11 Schémas structuraux de deux diapirs d'anatomies simples et présentant un vortex, réalisés par centrifugation [Jackson & Talbot, 1989].  
Le cheminement du mouvement de sel à l'intérieur de diapir est représenté par les flèches.

L'image d'un diapir dans son contexte structural ne dépend pas que d'un seul facteur mais est le résultat de l'action combinée d'un ensemble de facteurs comme la densité, la contrainte différentielle, la viscosité, la structure géologique, la température, le caractère mécanique des couches sus-jacentes, le temps, l'épaisseur de la couche de sel, le taux de sédimentation, l'eau et la topographie du fond de bassin sédimentaire.

Dans cette recherche, nous avons axé notre étude sur l'analyse des déformations de la surface causées par le mouvement vertical des structures diapiriques et non sur l'anatomie du diapir ni sur sa morphologie externe.



## 1.6. Principaux paramètres contrôlant le mouvement ascensionnel des diapirs de sel

La montée d'un diapir est provoquée par la densité moindre du sel par rapport à celle de la couverture sédimentaire ; c'est ce mécanisme qui donne naissance aux diapirs de sel, comme dans le cas de la remontée de l'huile piégée sous une couche d'eau. Le sel rebrousse toutes les strates en remontant jusqu'à la surface [Landry & Mercier, 1992]. Cette densité moindre du sel est nécessaire pour la mise en mouvement mais elle ne garantit pas la création d'un diapir, car il existe d'autres caractères et paramètres qui sont autant de facteurs importants. Ceux-ci sont principalement les caractères physiques du diapir et de la couche sus-jacente et les caractères structuraux de la région.

### 1.6.1. Caractères physiques

Les caractères physiques du diapir salifère et de la couche sédimentaire sus-jacente influencent le mouvement vertical ou latéral du diapir.

#### 1.6.1.1. Densité

Le soulèvement de sel tient à sa faible densité ( $2,2 \text{ g/cm}^3$  contre une densité moyenne de  $2,6 \text{ g/cm}^3$  pour des roches de couverture habituelles telles que Marnes, Calcaires et Grès). L'augmentation de profondeur n'a pas d'influence importante sur la densité du sel car il n'a que très peu de porosité (maximum 8%). En revanche, la densité des roches sédimentaire dépend de la porosité et de la profondeur (Jackson & Talbot, 1986, Figure I-12). En profondeur, malgré l'augmentation de pression verticale, le sel se dilate même sous l'effet de la chaleur et sa densité diminue (Figure I-12). La densité du sel en profondeur diminue jusqu'à  $1,904 \text{ g/cm}^3$  avant d'atteindre son point de fusion à  $801^\circ\text{C}$  [Gussow, 1965]. Ce changement de densité dépend donc essentiellement du gradient géothermique.

Comme la densité des couches sédimentaires diminue de la profondeur vers la surface, le sel a de plus en plus de mal à monter puisque la différence de densité entre le diapir de sel et les couches sus-jacentes diminue. Cette montée est contrôlée par l'équilibre isostatique qui suppose qu'à un niveau de profondeur donné, les pressions sont toutes égales. En supposant que ce niveau dit de 'compensation' se situe au sommet de la couche de sel, cet équilibre s'exprime par l'égalité de pression dont on tire la formule :

$$h_{eq} \cdot \rho_f = H \cdot \rho_o \quad (1-1)$$

où :  $h_{eq}$  est la hauteur du diapir ;  $H$  est l'épaisseur de la couverture ;  $\rho_f$  est la densité du diapir ;  $\rho_o$  est la densité de la couverture.

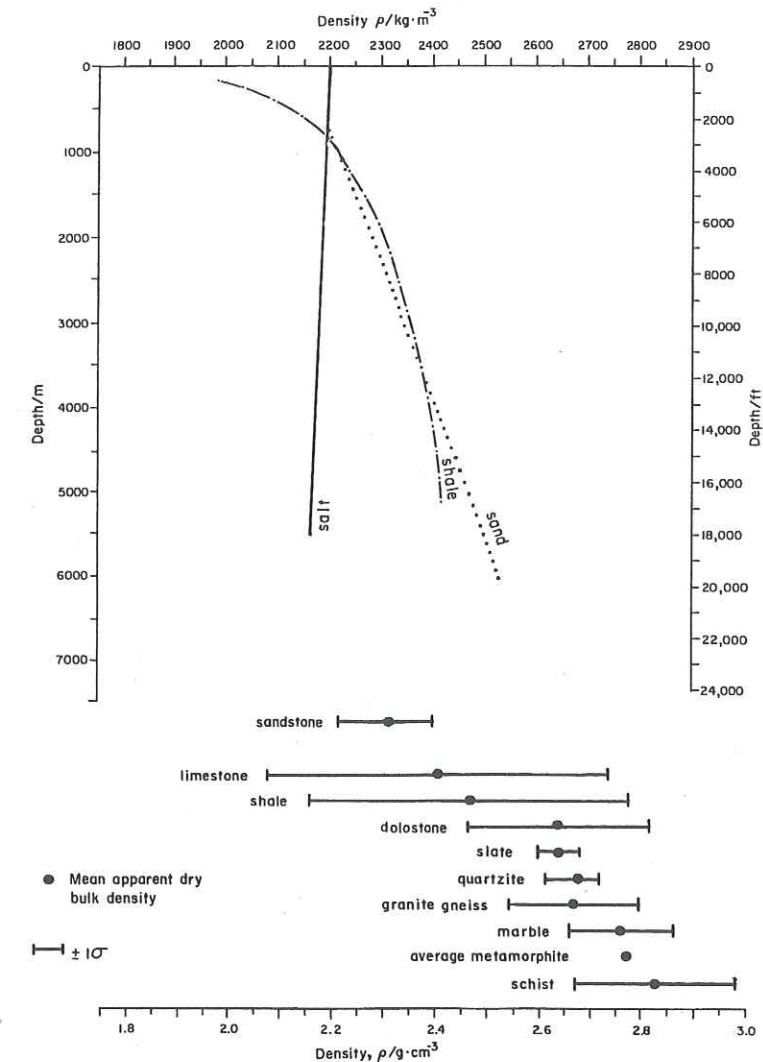


Figure I-12 Relation entre la densité et la profondeur [Jackson & Talbot, 1986 ; simplifié].

Partie haute : relation entre la densité et la profondeur pour les sels, les sables et les schistes argileux dans le golfe du Mexique. Partie base : marges de densité pour différentes roches.  $\sigma$ , écart-type ; point noir, la valeur moyenne de densité apparente pour ces échantillons.

Si nous supposons que la densité de la couche sus-jacente est constante (ce qui est généralement faux dans la mesure où la densité diminue le plus souvent vers la surface), trois types d'évolution peuvent se présenter (Bishop, 1978, Figure I-13). La Figure I-13 montre un schéma simple de ces trois types d'évolution. Dans le premier cas, la densité de sel est inférieure à la densité générale de la couverture. Pour que l'équilibre isostatique soit réalité, le sel doit atteindre et même dépasser la surface. Dans le deuxième cas, les densités du diapir et de la couverture sont égales et le sel arrive juste à la surface. Dans le troisième cas, la densité moyenne de la couverture est inférieure à celle du sel. Le sel ne pourra pas atteindre la surface. Bien entendu, dans les trois cas présentés, les autres facteurs ne sont pas pris en compte et la liaison entre la densité du sel et celle de la couverture est plus complexe.



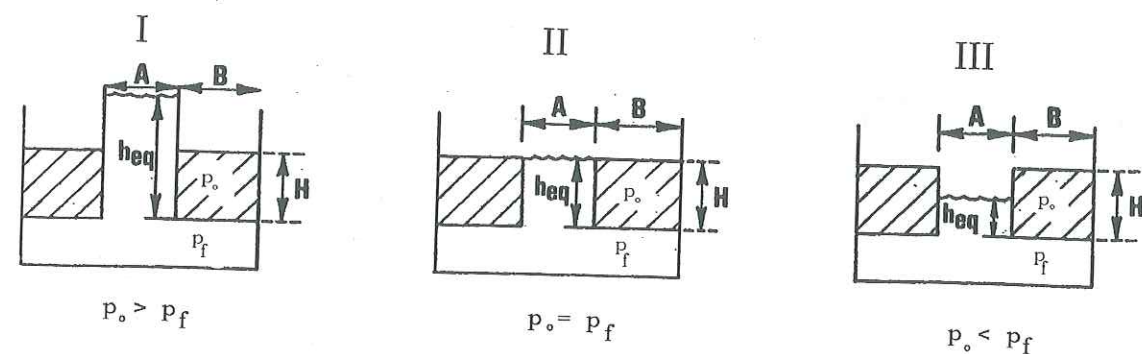


Figure I-13 Rôle des paramètres  $\rho_f$  (densité du diapir) et  $\rho_o$  (densité de la couverture) dans le processus de soulèvement d'une masse de sel sur un modèle isostatique simple (formule (1-1) ; Bishop, 1978 ; modifié).

La densité du diapir est un paramètre qui non seulement permet sa mise en mouvement mais encore peut arrêter son ascension, si celle-ci dépasse la profondeur d'isodensité (Corrigan & Sweat, 1995, Figure I-14). Ce niveau correspond à une profondeur où la densité de la masse salifère est égale à la densité moyenne des couches qui ont été traversées (Figure I-13, II). Dans ce cas, l'existence d'un diapir au-dessus de ce niveau résulte de l'action d'autres paramètres que ceux qui ont été évoqués précédemment. Dans les bassins sédimentaires, le niveau de compensation se trouve à environ 1 ou 2 km de profondeur selon Jackson & Talbot (1986). Si le diapir atteint le niveau de compensation isostatique, il perd toute sa force ascensionnelle et ne peut alors que se déplacer latéralement [Podladchikov *et al.*, 1993 ; Talbot, 1993]. Dans ce cas, la limite inférieure de cette couche sédimentaire et la base de la boule de sel sont à la même profondeur (Römer & Neugebauer, 1991, Figure I-15).

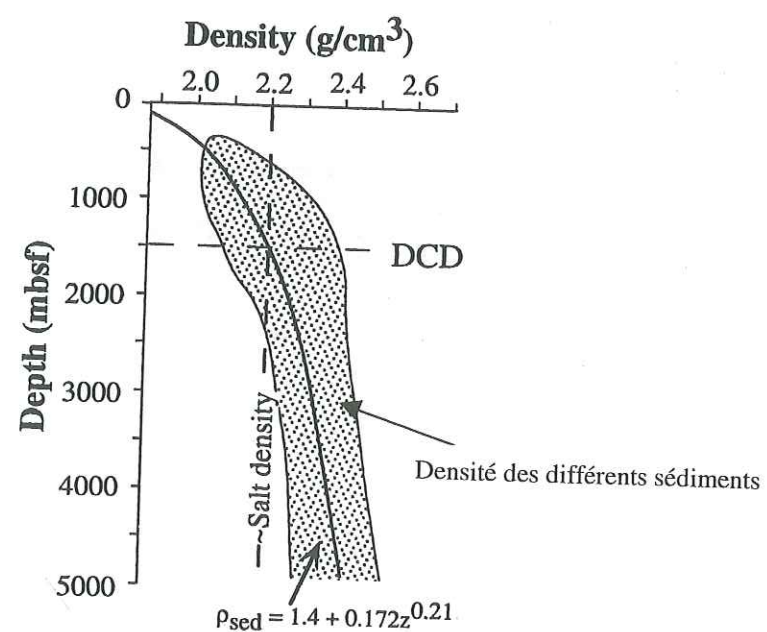


Figure I-14 Densité des sédiments et densité du sel en fonction de la profondeur pour le golfe du Mexique, [Corrigan & Sweat, 1995].  
DCD, niveau de compensation isostatique ; mbsf, profondeur en mètre en dessous du niveau de la mer.

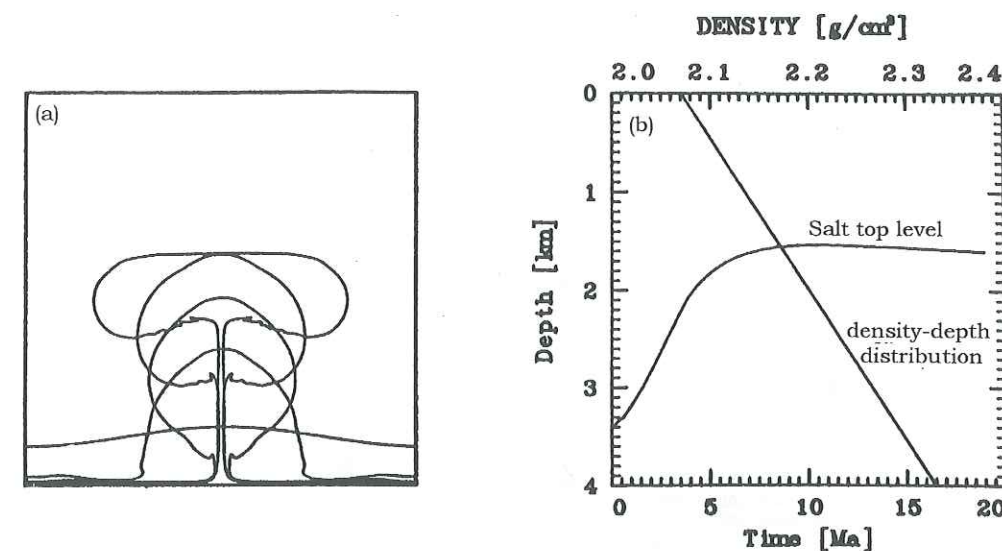


Figure I-15 Influence de la densité de la couverture sur la forme du diapir dans un modèle réalisé par Römer & Neugebauer (1991).

La masse de sel se déplace latéralement dès qu'elle arrive à un niveau où la couverture sédimentaire a la même densité qu'elle (niveau de compensation isostatique). (a), évolution de la morphologie du diapir dans le temps dans un modèle d'élément finis ; (b), courbe de mouvement vertical du diapir montrant que le diapir ne se déplace plus verticalement quand il arrive à un niveau de profondeur où la densité de sel est égale à la densité moyenne des couches sus-jacentes.

#### 1.6.1.2. Viscosité

La viscosité du sel dépend de la température, de la contrainte différentielle, du taux de déformation, de la dimension et de la nature des cristaux de sel, et de la teneur en eau [Carter & Hansen, 1983 ; Urai *et al.*, 1986 ; Jackson & Talbot, 1989 ; Morley & Guerin, 1996]. Elle est estimée entre  $10^{15}$  et  $10^{20}$  Pa.s (Leocompte, 1965 ; Carter & Hansen, 1983 ; Urai *et al.*, 1986 ; Jackson & Talbot, 1989). Elle est en général inférieure à la viscosité proposée pour les sédiments au bord des dômes de sel du Texas et du golfe du Mexique ( $3.10^{20}$  Pa.s et  $6.10^{19}$  Pa.s – Jackson & Talbot, 1986). La Figure I-16 montre le résultat d'une étude réalisée par Daudré & Cloetingh (1994) sur la viscosité du sel et des sédiments sus-jacents. La viscosité du sel est dans le cas général inférieure à celle des roches non-évaporitiques sus-jacents. Cela permet au sel de traverser ces couches sédimentaires.

Les études expérimentales et théoriques réalisées par plusieurs auteurs [Berner *et al.*, 1972 ; Whitehead & Luther, 1975 ; Heye, 1978, 1979 et Woidt, 1978, 1980] montrent que l'image et l'évolution du diapir sont dépendantes de la relation entre la viscosité de la masse salifère et celle des terrains voisins. Elles sont représentées par le paramètre  $m$ , rapport entre la viscosité  $\eta_t$  du terrain sus-jacent et  $\eta_s$  la viscosité du sel :

$$m = \eta_t / \eta_s \quad (1-2)$$

On trouve trois types de morphologie de boule selon les valeurs de  $m$  (Jackson & Talbot, 1989 ; Figure I-17) :

- Type A :  $m \ll 1$ , soit  $\eta_t < \eta_s$  ;
- Type B :  $m \approx 1$ , soit  $\eta_t = \eta_s$  ;
- Type C :  $m \gg 1$ , soit  $\eta_t > \eta_s$ .



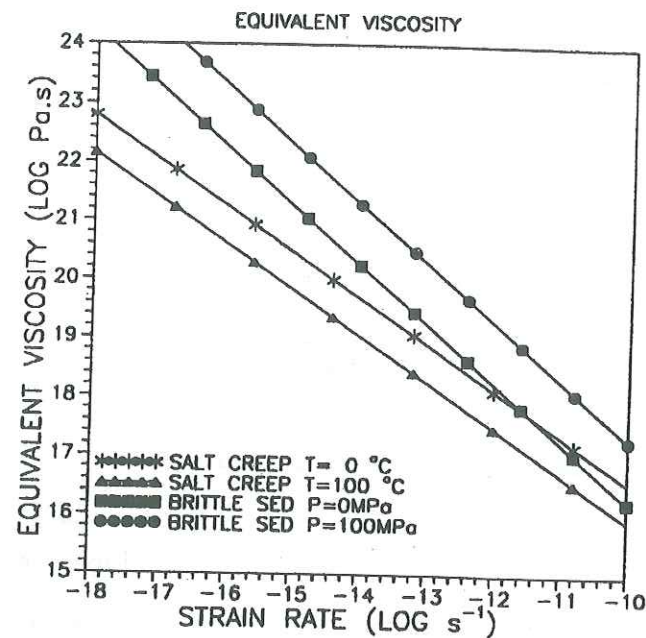


Figure I-16 Relation entre viscosité du sel et des sédiments non-évacués et la vitesse de déformation [Daudré & Clottingh, 1994].  
La vitesse de la déformation augmente lorsque la viscosité diminue.

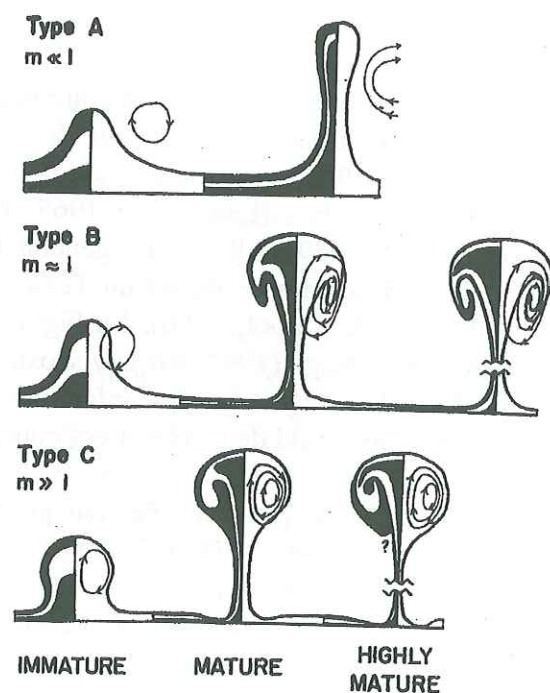


Figure I-17 Influence du rapport de viscosité terrain sus-jacente/sel sur la structure des diapirs [Jackson & Talbot, 1989].  
Ces schémas sont basés sur les modèles numériques et analogiques réalisés par Berner *et al.* (1972), Whitehead & Luther (1975), Heye (1978, 1979) et Woidt (1978, 1980). Lorsque  $m$  augmente, le diapir a plus de mal à avancer vers la surface. Dans ce cas, le diapir se déplace plutôt localement en créant des formes internes et externes complexes. Il forme une boule simple ou un vortex. Dans ce cas, la boule monte plus vite que son tronc et ce dernier sera mince. Si le rapport  $m$  est inférieur à un, le sel monte facilement vers la surface. Dans ce cas, les morphologies internes et externes du diapir sont simples et donnent une colonne.

Koyi (1991) distingue deux cas suivant la manière dont la viscosité des couches de la couverture diminue vers la surface (Figure I-18). Dans le cas d'une diminution progressive, le sel flue latéralement quand il s'approche du niveau d'isoviscosité (NBL : *Natural Buoyancy Level*; Figure I-18-A). Si la viscosité des couches supérieures est constante jusqu'au niveau d'isoviscosité et diminue brutalement ensuite l'extension latérale du sel est plus fine (Figure I-18-B). Dans ce cas, le mouvement latéral est concentré sur le niveau d'isoviscosité.

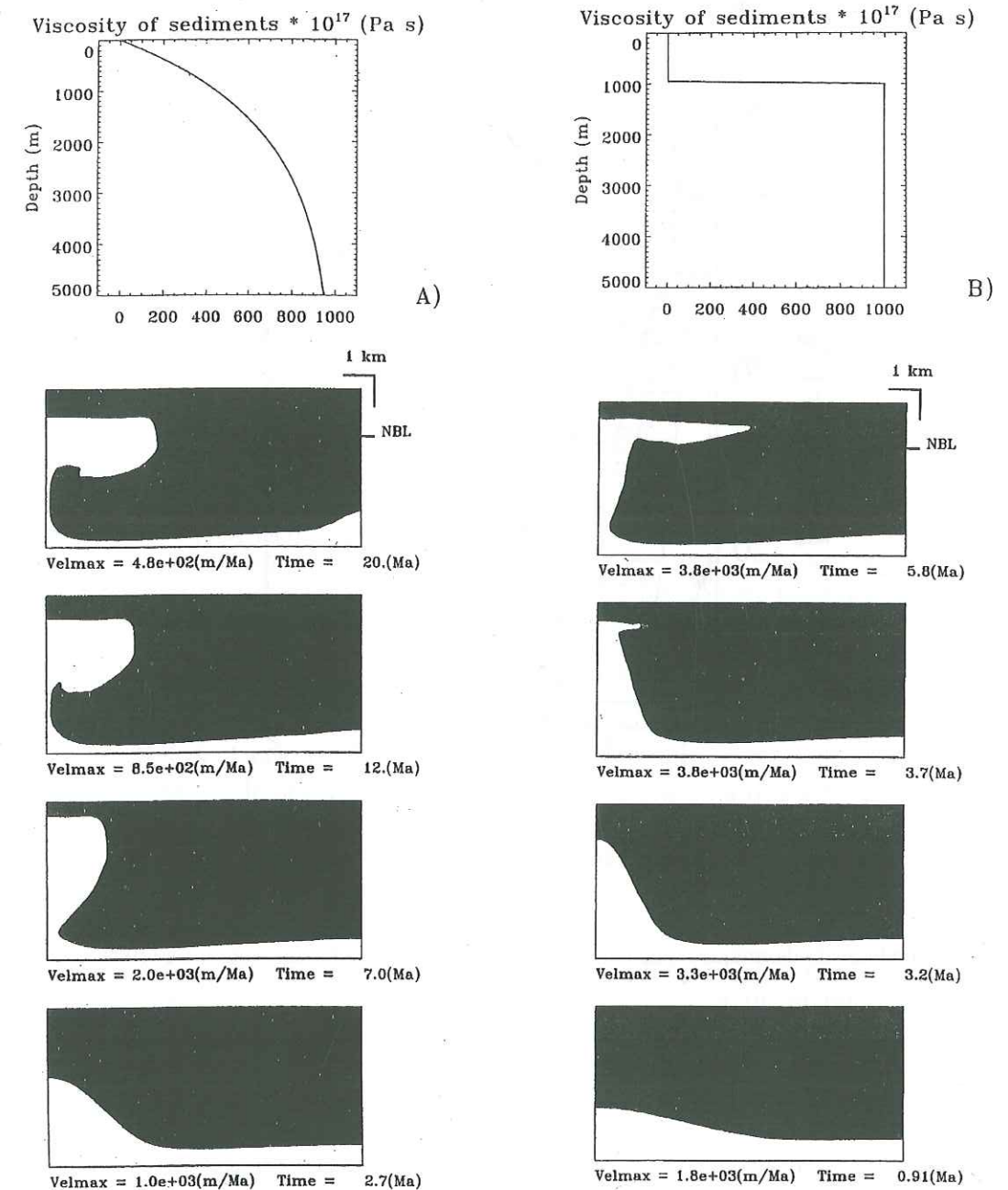


Figure I-18 Influence du profil de viscosité sur l'aspect d'un diapir [Podladchikov *et al.*, 1993].  
(A), diminution progressive de la viscosité vers la surface : le sel flue latéralement quand il approche du niveau d'isoviscosité (NBL : *Natural Buoyancy Level*) ; (B), diminution brutale de viscosité vers la surface : le sel crée une extrusion de forme triangulaire et mince sur le niveau d'isoviscosité.



### 1.6.1.3. Température

Le sel est une roche qui a la capacité de fluier à basse température. Il a un seuil de déformation de quelques dixièmes de MP et si la température est supérieure à 300°C, il peut alors s'écouler avec une contrainte différentielle de 1 KP seulement. La température croît avec la profondeur en fonction du gradient géothermique. Celui-ci peut subir des variations dans le temps et l'espace : réactions exothermiques (surtout importantes dans l'hydratation de l'anhydrite en gypse), circulations de fluides, frictions, etc... [Vialon *et al.*, 1976]. Le sel a une conductivité thermique assez élevée par rapport à d'autres matériaux naturels (Figure I-19).

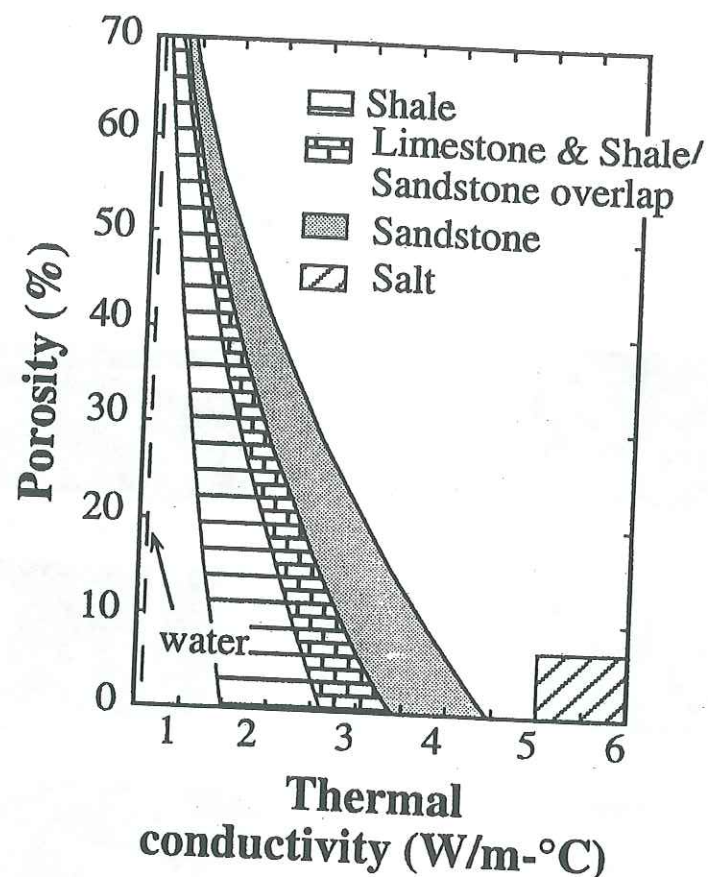


Figure I-19 Conductivité thermique comparée du sel et d'autres roches d'après Robertson (1988) in Corrigan & Sweat (1995).

On observe une augmentation de la conductivité thermique avec la diminution de la porosité pour des matériaux naturels non-évaporitiques. La faible conductivité thermique pour les fortes porosités est liée à la présence d'eau qui possède une conductivité thermique très faible. La conductivité thermique du sel est constante (5 à 6 W/m °C) et sans liaison directe avec la porosité qui varie très faiblement pour le sel.

La présence d'une masse salifère dans un bassin sédimentaire perturbe le gradient géothermique à proximité du diapir, car elle a une conductivité thermique assez élevée (Figure I-19). La température est inférieure à la température moyenne de la région dans la partie basse du diapir. Cette température est par contre supérieure à la température régionale à la crête du diapir de sel. En général, la courbe du flux de chaleur montre une anomalie positive à l'apex du diapir de sel (Figure I-20). La perturbation du gradient thermique à la crête et à la base de la masse salifère est visible sur la Figure I-20.

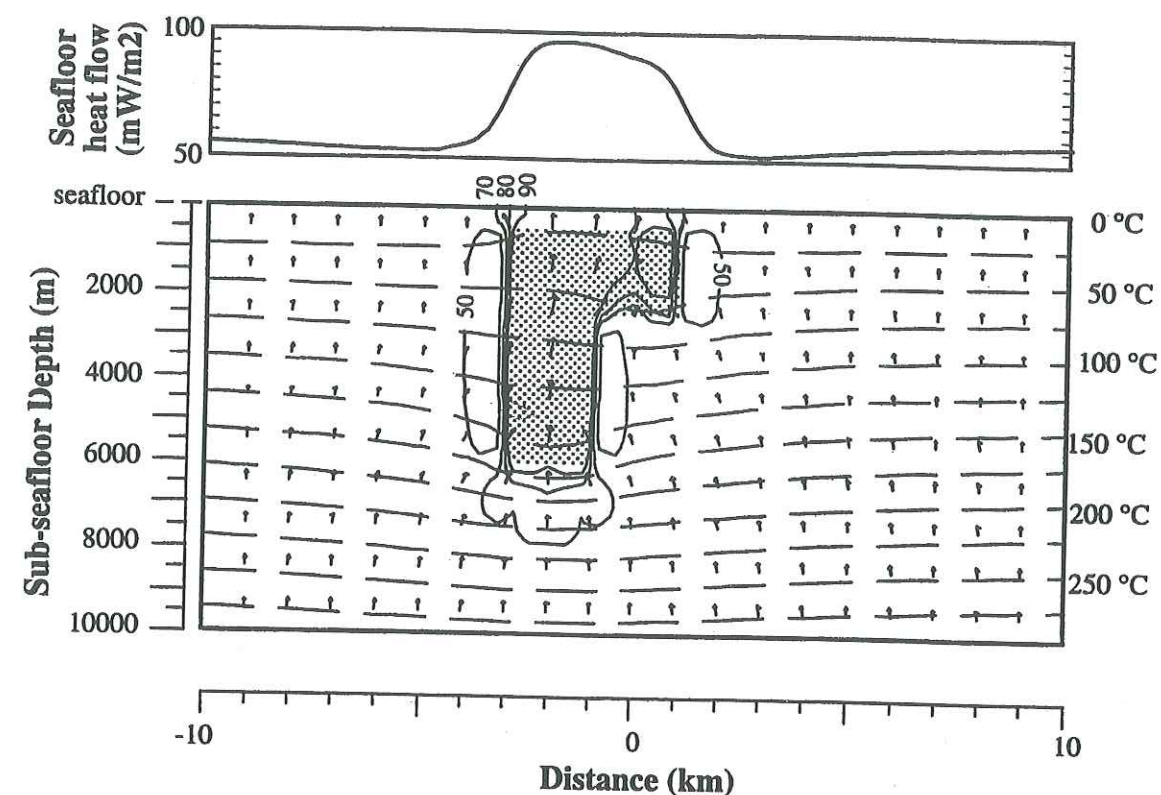


Figure I-20 Modèle numérique montrant l'influence de la présence d'une masse saline sur le gradient géothermique et sur le profil du flux de chaleur en surface [Corrigan & Sweat, 1995]. Les courbes isothermiques sont perturbées aux environs de la masse salifère (zone de pointillés). Les lignes isothermiques présentent une anomalie positive vers la surface et une anomalie négative en profondeur. Le profil du flux de chaleur à l'apex de la masse de sel montre une anomalie positive de 50 mW/m².

### 1.6.1.4. Eau interne

Le travail de Urai (1986) a démontré que sous une pression de 0,3 MPa et une température de 60°C, le sel humide a besoin de se déplacer à des vitesses équivalentes d'une contrainte différentielle trois fois plus faible que pour un sel sec placé dans les mêmes conditions.

En déformation uniaxiale un échantillon de sel montre qu'à 60°C, une augmentation d'humidité de 13 à 42% augmente cinq fois la vitesse de déformation [Talbot & Jackson, 1987]. Ces mesures expérimentales sont confirmées par les résultats obtenus sur le terrain. En surveillant l'évolution de points repères sur un diapir de sel en Iran, Talbot (1980) montre que le mouvement du sel du glacier dépend de l'humidité du sel : pendant la période de pluie, le sel se déplace sur la pente du diapir affleurant plus vite que pendant la période sèche [Talbot & Rogers, 1980].

### 1.6.2. Caractères structuraux

Les caractères structuraux de la région affectée par le diapirisme créent une situation particulière pour chaque mouvement de diapir. Nous essayons ci-dessous de présenter séparément l'effet de différents facteurs. Certains sont difficiles, voire impossibles, à séparer et seront dans ce cas analysés conjointement.



### 1.6.2.1. Contrainte différentielle et vitesse de déformation

Heard (1972) après une série d'expériences présente une équation reliant la vitesse de déformation et la contrainte différentielle pour un sel de halite sec :

$$\varepsilon = -4,8 - (25,2/RT) + 5,4 \log \Delta\sigma \quad (1-3)$$

où :  $\varepsilon$  : vitesse de déformation ; R : constante de Boltzmann ; T : température en Kelvin ;  $\Delta\sigma$  : contrainte différentielle ( $\sigma_1 - \sigma_3$ ).

La vitesse de déformation est estimée à environ  $10^{-14} \text{ s}^{-1}$  pour la croûte par Pfiffner & Ramsay (1982). Elle varierait de  $10^{-8} \text{ s}^{-1}$  à  $10^{-16} \text{ s}^{-1}$  pour différents sites diapiriques [Serata & Gloyna, 1959 ; Reynolds & Gloyna, 1960 ; Ewing & Ewing, 1962 ; Bradshaw & McClain, 1971 ; Martinez *et al.*, 1978 ; Wenkert, 1979 ; Talbot & Rogers, 1980 ; Thoms *et al.*, 1982 ; Seni & Jackson, 1984 ; Talbot & Jarvis, 1984]. Cette grande variabilité entre les différents diapirs résulte pour l'essentiel des conditions de température et de contraintes.

Le sel souterrain a tendance à fluer sous la pression des roches sus-jacentes vers une zone de moindre résistance et à y provoquer des "hernies". La charge lithostatique dans un bassin sédimentaire s'ajoute et la moindre densité du sel provoquent sa mise en mouvement. Une variation de la charge lithostatique peut résulter de variations latérales dans le remplissage sédimentaire (Figure I-21-a).

Le sel a la capacité de couler à basse pression [Pettijohn, 1957]. Truchteim (1960) propose que pour qu'il y ait mouvement du sel, il faut une couverture d'au moins 1000 m d'épaisseur. Mais des études dans d'autres bassins aboutissent à des conclusions différentes : par exemple au sud de la mer Rouge, bien que la couverture atteigne plusieurs milliers de mètres, aucune structure diapirique n'a été relevée [Lowell, 1985]. Dans la mer du Nord, le diapirisme du sel du Zechstein (en Allemagne du Nord) a commencé sous 610 à 760 m de couverture sédimentaire seulement. Le bassin du Mississippi est un cas similaire : le sel a commencé à monter sous une surcharge de seulement 300 à 600 m [Dawson, 1978]. Nous ne discuterons pas cette anomalie qui par ailleurs est peu discutée dans la littérature.

A la charge lithologique verticale (Figure I-21-a) s'ajoutent les contraintes différentielles horizontales d'origine tectonique (Figure I-21-b). Les expériences analogiques en compression (Koyi, 1987) ou extension (Vendeville & Jackson, 1992) montrent l'influence importante de la contrainte différentielle verticale (Figure I-21-a) et de la contrainte différentielle horizontale (Figure I-21-b) sur la localisation du diapirisme.

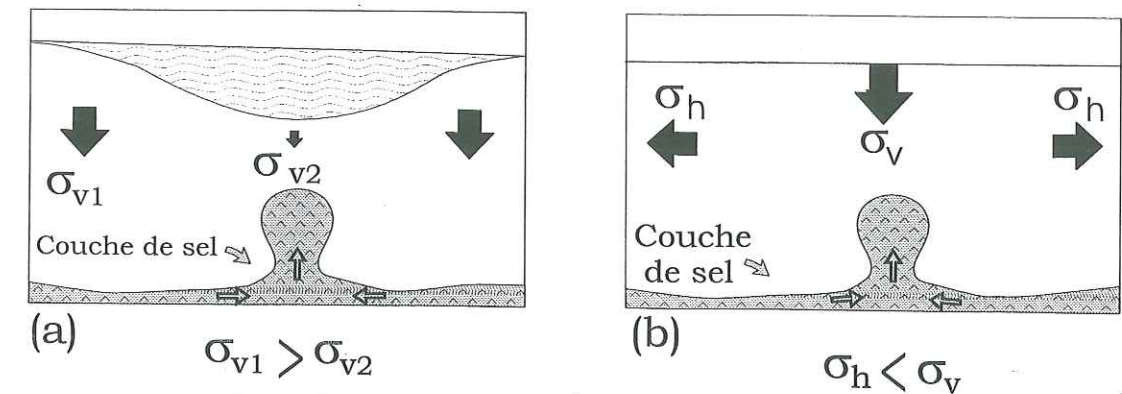


Figure I-21 Deux types de contraintes différentes efficaces sur la localisation et l'évolution des diapirs salifères.

(a), contrainte différentielle verticale en raison de l'hétérogénéité latérale de structure et de lithologie du bassin ; (b), contrainte différentielle verticale et horizontale en raison d'activité tectonique du bassin (par exemple une phase d'extension).  $\sigma_v$  : la contrainte verticale ;  $\sigma_h$  : la contrainte horizontale.

### 1.6.2.2. Structure géologique

De nombreux travaux ont montré que le développement des structures salifères (par exemple en Allemagne du Nord et dans le golfe du Mexique) est en grande partie lié à la géométrie et à l'évolution des structures de l'encaissant (fracturation et failles) [Jenyon, 1985 ; McBride, 1998 ; Perthuisot & Rouvier, 1992 et Trusheim, 1960]. La formation de diapirs est facilitée par l'activité tectonique.

- *Structures pré-existantes* : Ce sont les structures des bassins sédimentaires qui sont créées par d'autres mécanismes que le mouvement diapirique, comme les failles de couverture ou de socle. Dans ce cas, le diapir "profite" de ces discontinuités pour son ascension (Figure I-22).

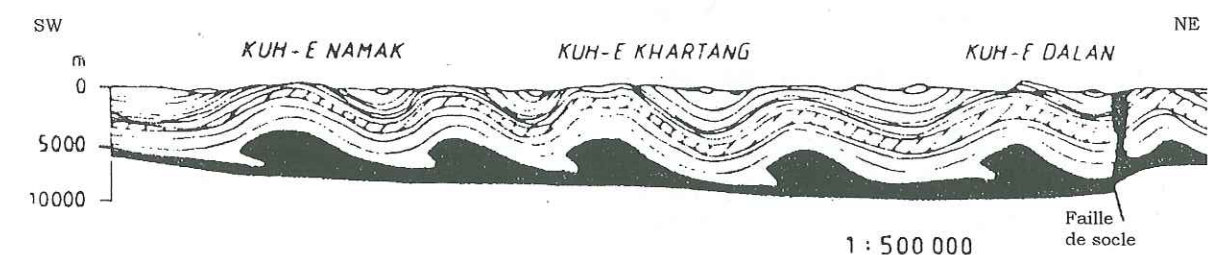


Figure I-22 Coupe structurale du Zagros-Iran réalisée par la N.I.O.C. (National Iranian Oil Company, 1975) [Koyi, 1987].

Les structures pré-existantes (faille de socle et plis) localisent le diapirisme. La faille de socle au niveau de Kuh-e Dalan a facilité le mouvement vertical du diapir.



La présence des failles de socle actives influence la mise en place du diapir (Figure I-22 et Figure I-23 ; Canérot, 1989 ; Mascle *et al.*, 1988 ; Jackson & Vendeville, 1994). En effet, la zone fracturée dans le socle localise la fracturation de la couverture qui elle-même localise l'amorce du diapir [Perthuisot *et al.*, 1988].

Le déclenchement du diapirisme par des mouvements de cassures normales affectant le substratum anté-salifère a été mis en évidence dans de nombreux champs de diapirs comme en Espagne (Canérot, 1989, Figure I-23) ou au Texas (Seni & Jackson, 1983). D'autres exemples existent comme dans le golfe du Lyon où les diapirs se aipoent en réseau sur les failles normales (Le Cann, 1987)

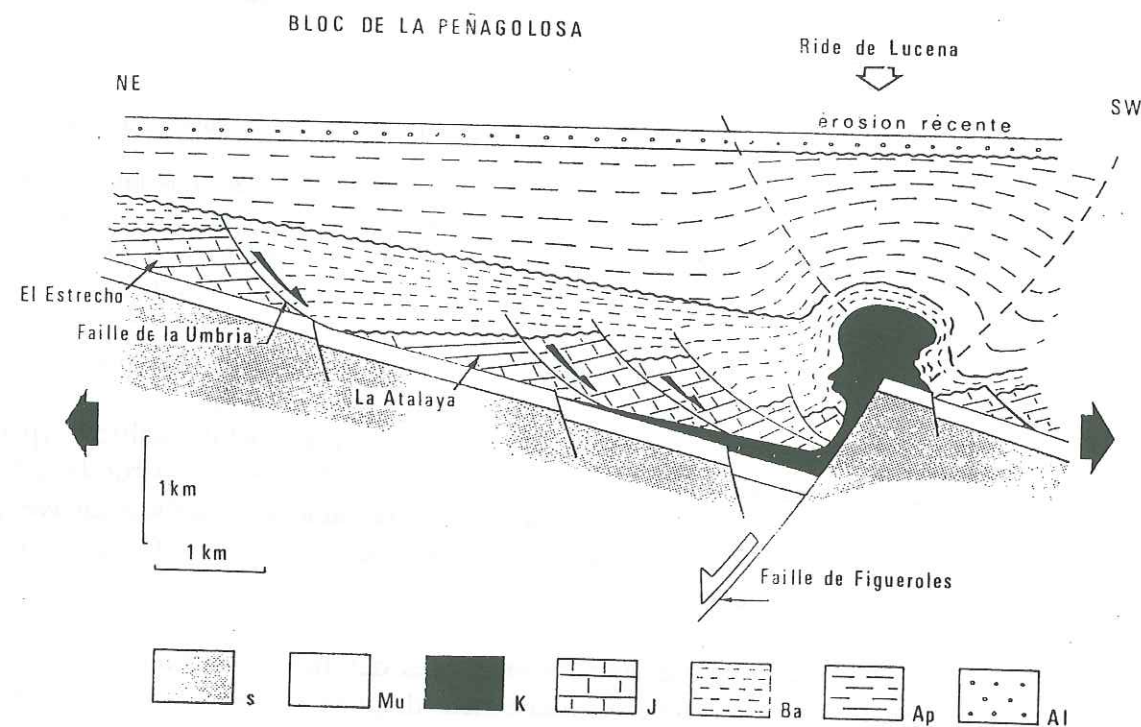


Figure I-23 Influence d'une faille de socle sur la création d'un diapir de sel en Espagne [Canérot, 1989]. Le déplacement normal sur la faille de socle de Figueroles dans une phase d'extension a créé un diapir salifère. Cette création est accompagnée de migration de sel vers le diapir. Suite à ce déplacement massif de sel, des failles normales se produisent dans les couches sus-jacente et à la proximité de diapir. S, socle ; Mu, Muschelkalk ; K, Keuper ; J, Jurassique ; Ba, Barrémien ; Ap, Aptien ; Al, Albien.

- *Structure créée par le diapirisme* : De grande variété de structures sont créées par la force du diapirisme et conditionnent son évolution ultérieure. Dans la plupart des cas, ces structures sont situées au-dessus du diapir. Il s'agit de plis locaux et de failles normales. D'autres structures tectoniques sont créées par la force latérale du diapirisme entraîne le plissement et la fracturation des couches sédimentaires au contact du diapir.

L'intrusion de sel est habituellement accompagnée de failles radiales (Figure I-24), de plis, de veines et de fissures qui sont autant de chemins pour la progression du sel vers la surface [Goldstein & Collins, 1984 ; Davison *et al.*, 1993 ; Figure I-25].

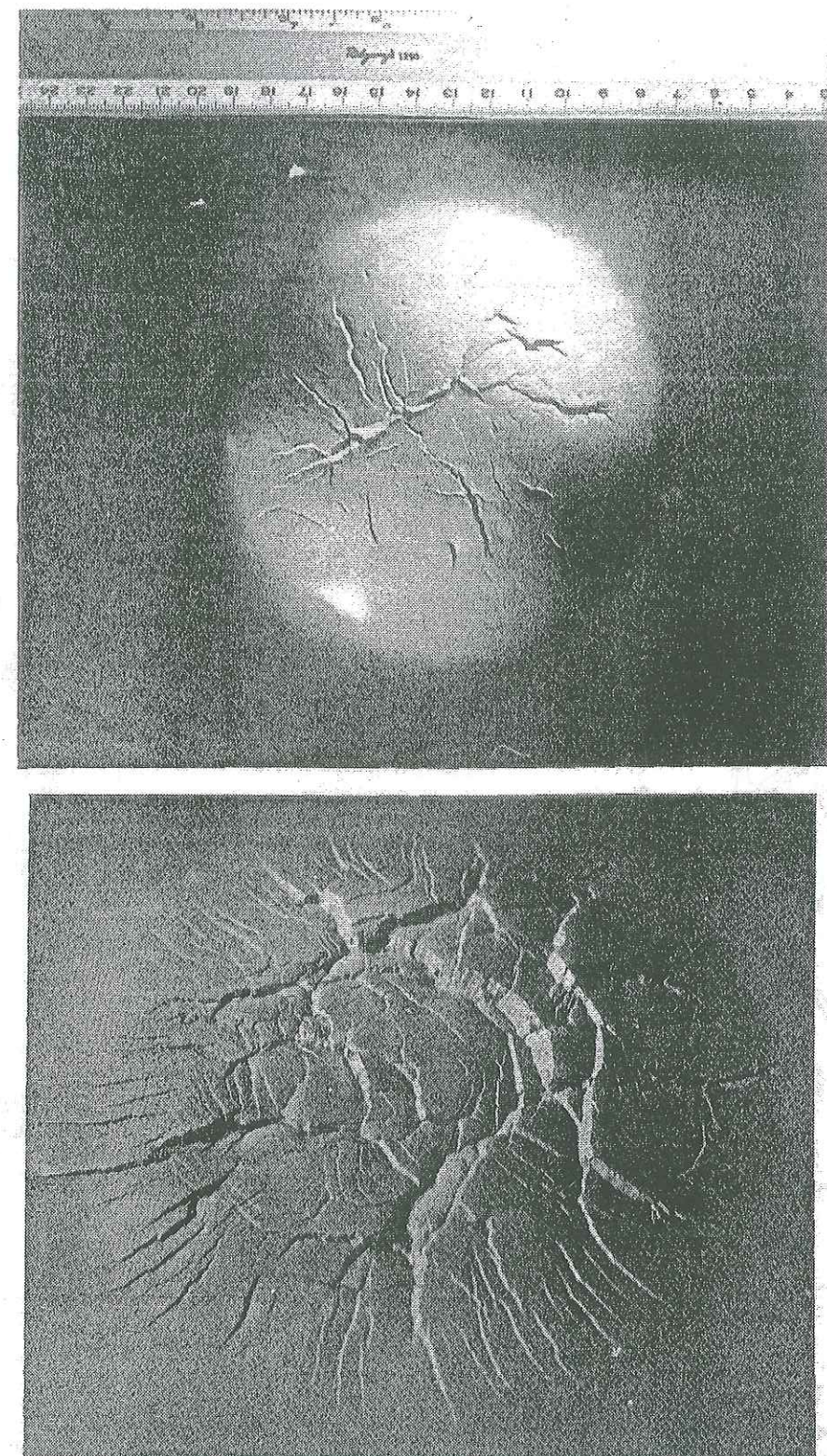


Figure I-24 Système de fracturation radial sur un modèle analogique à couverture d'argile [Lowell, 1985]. Dans ce modèle, la force verticale vient du gonflement d'un ballon.



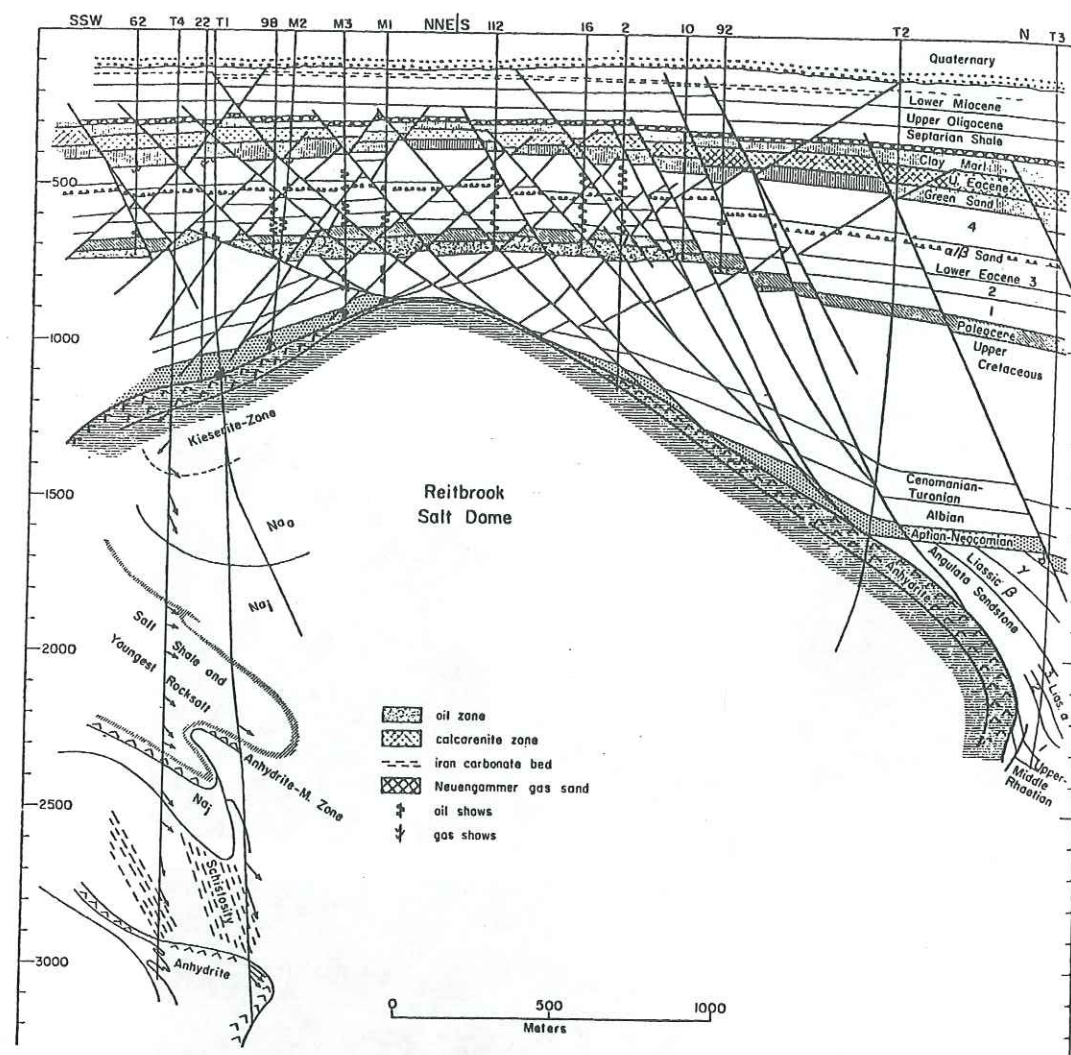


Figure I-25 Dôme de sel de Reitbrook au Texas et ses systèmes de failles normales sur une coupe verticale [Gussow, 1968].

Cette image montre l'influence du mouvement vertical d'un diapir sur la création d'un système dense de failles autour du diapir. Ces failles permettent au diapir d'avancer vers la surface en déformant la couverture sus-jacente. Ce système dense de faille est bien connu grâce aux forages et à la sismique pétrolière.

#### 1.6.2.3. Épaisseur de la couche de sel

Suite à des données de forages sur les formations salifères du Permien (sel du Zechstein en Allemagne), Truchteim (1960) conclut que pour qu'il y ait mouvement du sel, il faut une couche de 300 m d'épaisseur minimum. L'épaisseur initiale de la couche de sel à un rôle essentiel sur la naissance et l'alimentation de diapirs. Dans le cas d'une couche mince l'alimentation du diapir est rapidement stoppée.

#### 1.6.2.4. Vitesse de sédimentation et d'érosion

Les effets des vitesses d'érosion et de sédimentation ont été étudiés par Podladchikov *et al.* (1994). Dans un bassin sédimentaire, ces deux facteurs ont des actions antagonistes. La sédimentation augmente la pression verticale sur la couche de sel et accroît le mouvement latéral du sel. L'érosion quant à elle diminue cette contrainte verticale et constitue un facteur essentiel pour l'ascension du diapir.

En général, une faible vitesse de sédimentation engendre des petits diapirs distincts à flancs verticaux et une forte vitesse de sédimentation crée de grands diapirs moins distincts avec des flancs inclinés [Bishop, 1978]. L'étude sismique du golfe du Mexique montre qu'en raison de la forte vitesse de sédimentation à l'Est du golfe, les dômes de sel y sont plus mûres que ceux de la partie Ouest [Humphris, 1979].

Sous l'effet d'une forte vitesse d'érosion [Podladchikov *et al.*, 1993], le diapir peut se déformer 10 à 100 fois plus vite que dans un bassin sans érosion et dépasser la profondeur de compensation isostatique pour finir par affleurer à la surface. L'érosion est également la cause de digitations (ou ramifications) autour du diapir.

Une faible vitesse d'érosion donne naissance à un diapir en boule ou en forme de champignon. En revanche une forte vitesse d'érosion crée un diapir plus allongé, en forme d'amphore ou de verre (Figure I-26). Les données théoriques tirées de la modélisation ne sont pas validées par les observations de terrain.

#### 1.6.2.5. Eau externe

L'eau externe (eau souterraine) a une influence négative sur le mouvement des diapirs salifères : elle peut arrêter la migration du diapir par dissolution du sel. L'écoulement de l'eau entraîne la migration du sel dissout. Dans une région comportant des diapirs salifères sources et rivières présentent une forte salinité. Si le mouvement ascensionnel du sel est inférieur ou égal à la dissolution du sel par l'eau souterraine, le soulèvement du diapir n'est pas perceptible. Quand la dissolution de sel est importante, un mouvement négatif (subsidence) est même possible.



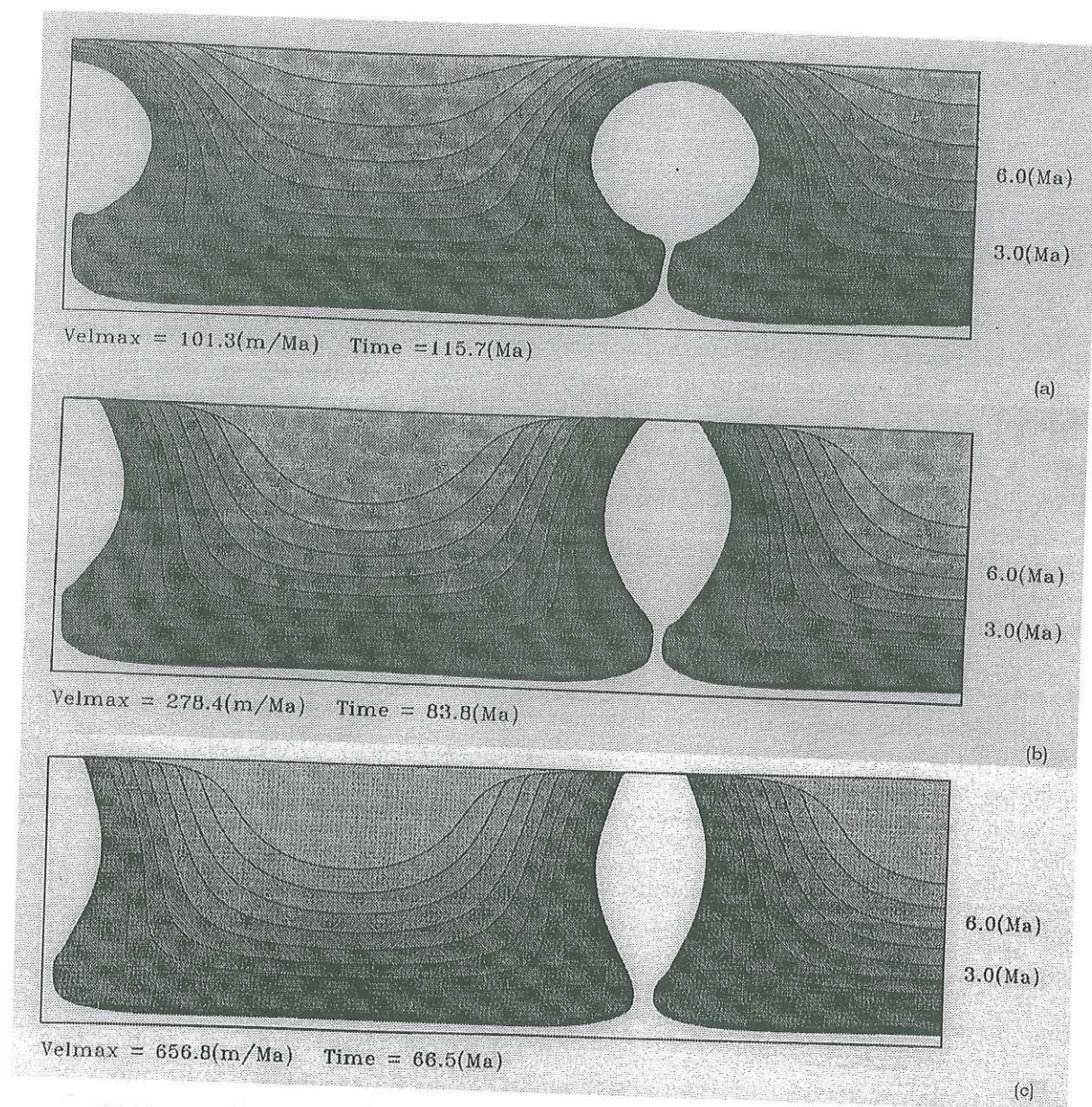


Figure I-26 Effets de la vitesse d'érosion sur la forme des diapirs obtenus dans les modèles numériques [Podladchikov *et al.*, 1993]. Dans ces modèles, le sel et la couverture sédimentaire ont des viscosités constantes respectivement de  $10^{18}$  Pa s. et  $10^{21}$  Pa s. Bien que les durées de modélisation soient différentes, les trois coupes figurent le même stade d'évolution. (a), faible vitesse d'érosion (101,3 m/Ma) ; (b), vitesse d'érosion intermédiaire (278,4 m/Ma) ; (c), forte vitesse d'érosion (656,8 m/Ma).

#### 1.6.2.6. Temps géologique

La durée d'évolution d'un diapir ne peut être estimée que par 'calage' par rapport à deux ou plusieurs événements dont au moins l'un d'entre eux aura été daté (par exemple : par rapport à un sédiment daté, une discontinuité connue etc...). Le rôle du facteur temps sur la morphologie des diapirs est bien visible sur la Figure I-18. C'est pourquoi dans notre travail, comme nous le présentons aux chapitres II et III, nous nous sommes attachés à la mesure des vitesses de déformation au voisinage des diapirs.

L'évolution structurale d'un diapir salifère et surtout son mouvement vertical ne sont pas constants dans le temps [C. J. Talbot, université d'Uppsala, Communication personnelle, 1996]. Cela complique leur étude.

### 1.7. Estimation des vitesses de déformation des masses diapiriques

Depuis plus de cinquante ans, on a estimé et proposé des vitesses de soulèvement des masses salifères. Voir par exemple Trusheim (1960) ; Ewing & Ewing (1962) ; Sannemann (1968) ; Kupfer (1976) ; Kumar (1977) ; Vita-Finzi (1979) ; Jaritz (1980) ; Talbot & Jarvis (1984) et Seni & Jackson (1984). La majorité des travaux sur le déplacement vertical des rides salifères et des diapirs de sel a été réalisée sur le mouvement d'une petite partie de la masse salifère et non sur le diapir salifère comme une masse plastique unique. Par exemple, la mesure du temps nécessaire à la fermeture d'un forage à l'apex de deux dômes de sel au nord de la Louisiane [Thoms *et al.*, 1982], ne correspond pas au vrai soulèvement de ces dômes du sel. De même, le mouvement de sel sur le terrain (glacier de sel) n'est pas équivalent au mouvement du diapir, car les conditions mécaniques diffèrent. Les résultats des modélisations analogiques sont assez différents de la morphologie réelle des diapirs et ne permettent pas d'estimer une vitesse de soulèvement. Bien entendu chaque bassin salifère a des caractères physiques et mécaniques particuliers, et il n'est donc pas possible d'extrapoler simplement les résultats tirés d'un bassin salifère à un autre cas. Par exemple, le taux de soulèvement de sel en Allemagne du Nord n'est pas applicable en Iran, car le système de diapirisme n'est pas le même. En Allemagne, le sel monte par densité différentielle. Par contre, en Iran, le raccourcissement et la contrainte latérale sont des facteurs influençant fortement la montée de sel. Ce point est repris dans nos conclusions au paragraphe 1.8

La vitesse réelle de soulèvement des diapirs n'est pas facile à mesurer. En effet, la tectonique régionale et le mouvement du sel sont souvent combinés. De plus, le mouvement de sel ne se fait pas toujours verticalement : Une masse salifère peut être active tout en ne présentant aucun déplacement vertical à son apex, dans le cas d'un déplacement latéral. Dans d'autres cas, la montée verticale du sel ne sera pas visible en raison de la dissolution du sel par l'eau souterraine et de la subsidence du sel au voisinage de l'extrusion.

Malgré les remarques notées ci-dessus, l'étude de ces résultats pourrait donner une idée générale sur la vitesse de mouvement que nous pouvons attendre d'un diapir salifère. Le taux de soulèvement des dômes de sel en Allemagne du Nord est estimé à 0,3 mm/an [Sannemann, 1960], au Texas Est à 0,01 - 0,55 mm/an, dans le golfe du Mexique à 0,1 - 1,0 mm/an [Ford & Williams, 1989] et 0,05 mm/an pour les dômes de sel de la mer du Nord [Edgell, 1996].

#### 1.7.1. Vitesse de déformation interne

Pour mesurer les vitesses internes, on peut utiliser la mesure de la fermeture d'un forage ou d'une cavité creusée dans une masse salifère. Cette méthode a été utilisée par Serata & Gloyna (1959), Martinez *et al.* (1978), Thoms *et al.* (1982). Thoms *et al.* (1982) ont observé la fermeture de deux forages verticaux creusés dans deux dômes de sel au nord de la Louisiane. Cette étude montre l'augmentation de la vitesse de fermeture en fonction de la profondeur (Figure I-27).



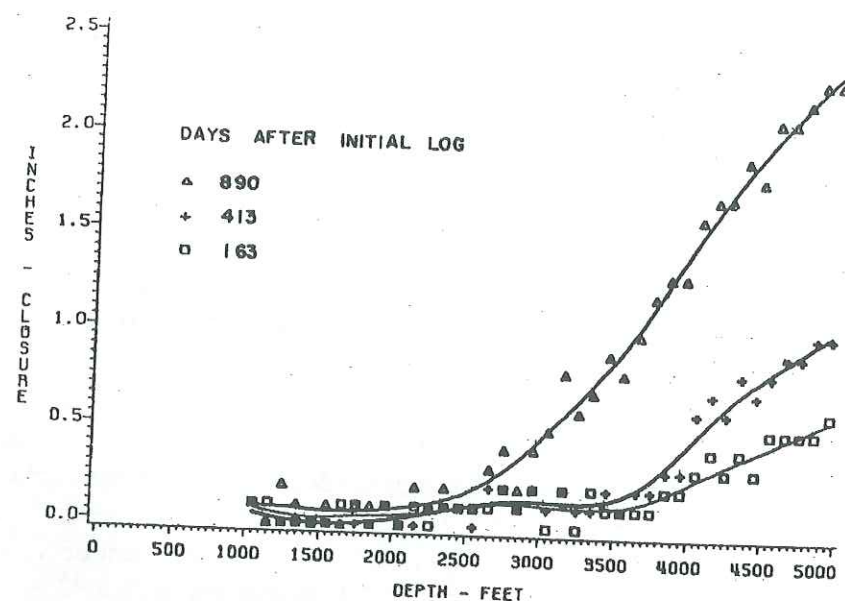


Figure I-27 Fermeture d'un forage creusé dans un dôme de sel en Louisiane [Thoms *et al.*, 1982]. La fermeture de forage est étudiée aux 163<sup>ème</sup>, 413<sup>ème</sup> et 890<sup>ème</sup> jours suivant le forage. La vitesse de fermeture augmente avec la profondeur et avec le temps.

### 1.7.2. Vitesse d'écoulement superficiel des glaciers de sel

Dans ce type de mesure, on estime la vitesse du déplacement du sel sur la pente d'un glacier de sel. Cette méthode a été utilisée et appliquée par Talbot & Rogers (1980) sur un glacier de sel du sud de l'Iran (Diapir de Namak-Dashti). Ces auteurs ont mesuré le déplacement de points repère pendant une courte période en 1977. Le déplacement maximal est estimé à plus d'un mètre pendant cinq jours (Figure I-28). Ces mesures ont été réalisées pendant la période de pluie. En saison sèche, ce déplacement tombe à 2 cm/jour.

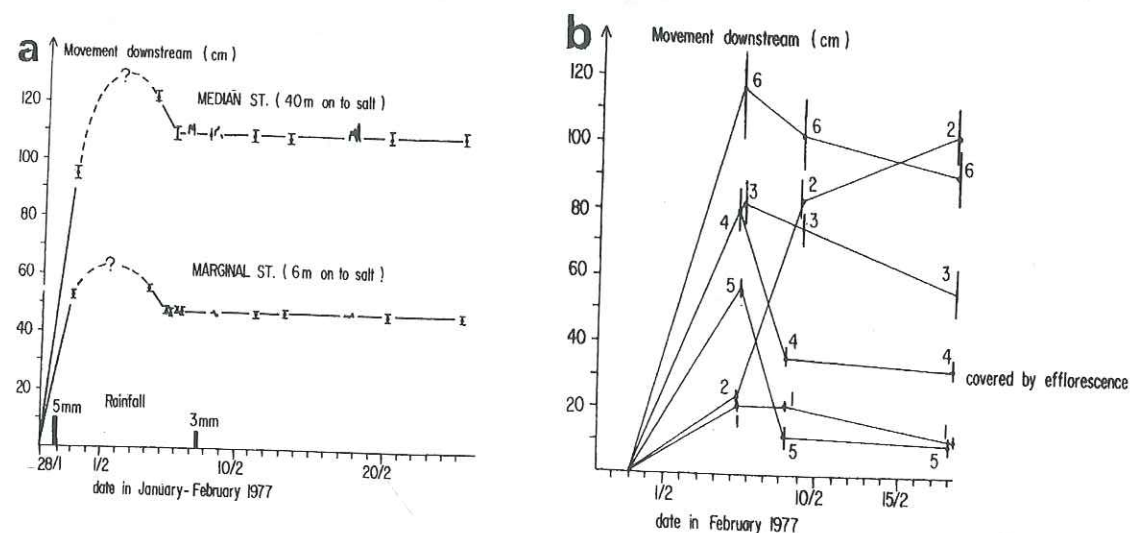


Figure I-28 Déplacement de points géodésiques sur le glacier de Namak-Dashti au sud de l'Iran [Talbot & Rogers, 1980].

(a), déplacement de deux points repère situés sur le glacier de Namak-Dashti au janvier et février 1977 ; (b), déplacement de six repères sur le même glacier et à la même période. Les courbes montrent l'augmentation de la vitesse du déplacement du sel pendant et après la pluie : (a).

### 1.7.3. Vitesse du mouvement du diapir ou du dôme de sel

Il s'agit dans ce paragraphe d'estimer la vitesse du mouvement de la masse salifère dans son ensemble lors de la phase ascensionnelle.

#### 1.7.3.1. Estimation à partir du taux de dissolution

Cette méthode a été proposée par Talbot & Jarvis (1984). En estimant le volume de sel dissout par la pluie en un an et la surface de l'affleurement, il est possible de calculer la vitesse ascensionnelle en partant de l'hypothèse que le diapir reste à une altitude constante. Selon cette méthode, le diapir de Namak (Dashti) au sud de l'Iran a une vitesse de soulèvement de 11 cm/an [Talbot & Jarvis, 1984].

#### 1.7.3.2. Changement géométrique à l'apex et au bord de diapirs

L'étude de la variation d'épaisseur des sédiments à l'apex d'un dôme de sel et à son bord permet d'estimer la vitesse du mouvement du sel. Cette méthode a été utilisée par de nombreux géologues : Trusheim, 1960 ; Ewing & Ewing, 1962 ; Sanneman, 1968 ; Kupfer, 1976 ; Netherland, Sewell & Associates, 1976 ; Kumar, 1977 ; Jaritz, 1980 et Seni & Jackson, 1983, 1984.

Seni & Jackson (1984) proposent trois méthodes pour calculer la vitesse du mouvement vertical des intumescences et des dômes de sel (Figure I-29). Elles ont été appliquées à divers dômes de sel, notamment du Texas, du golfe du Mexique, de Louisiane et d'Allemagne du Nord (Figure I-30). La vitesse de montée maximale de 400 à 530 m/Ma (0,4 à 0,53 mm/an) a été obtenue pour les dômes de sel du golfe du Mexique [Seni & Jackson, 1983]. La vitesse de soulèvement des dômes de sel en Allemagne est estimée à 0,1 - 0,5 mm/an [Jaritz, 1987]. A ces estimations, il conviendrait de rajouter les effets éventuels de l'érosion et de la dissolution.



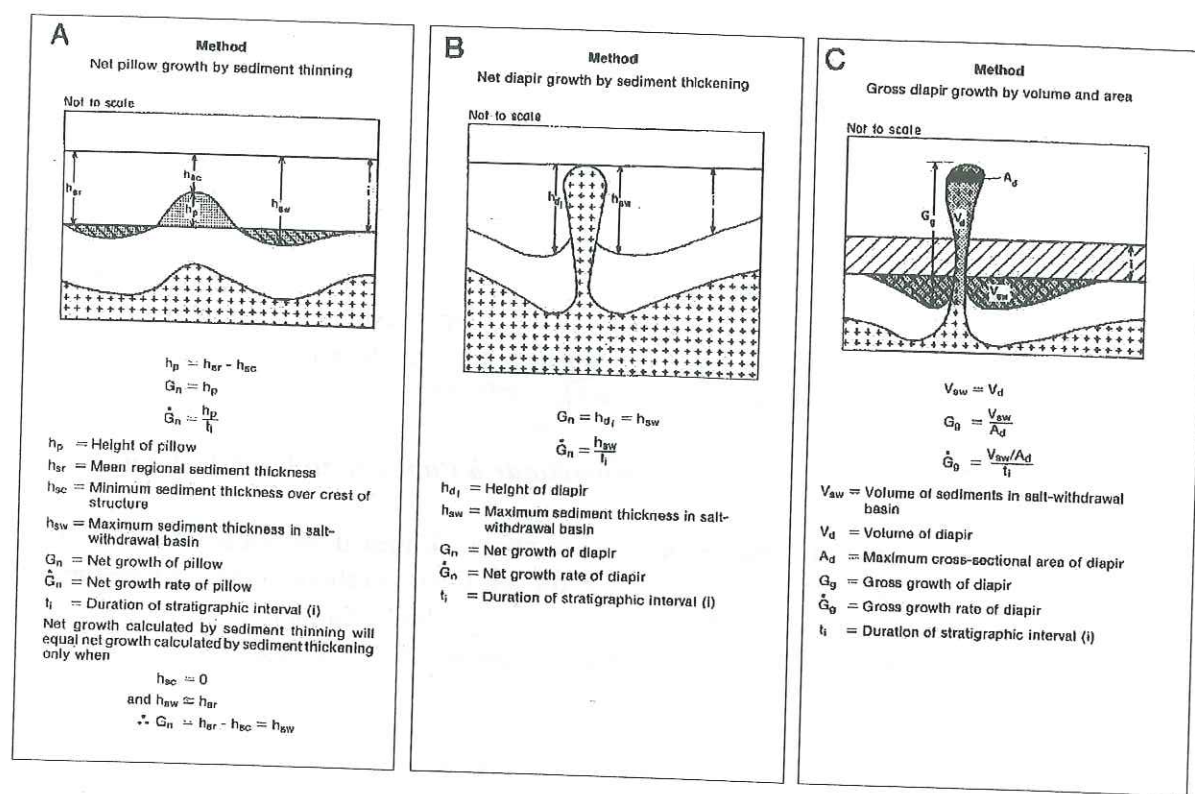


Figure I-29 Trois modèles proposés par Seni & Jackson (1984) pour estimer la vitesse de mouvement vertical des masses salifères.

Pour pouvoir appliquer cette méthode, il est nécessaire de convertir en coupe profondeur les sections sismiques qui seules, permettent simplement d'imager la structure diapirique.

(A), premier modèle pour estimer la vitesse de mouvement des rides salifères et des diapirs en phase immature (non-pénétrant). Cette méthode est valable pour une masse de sel dans l'étape d'évolution d'intumescence salifère. Dans ce modèle, on calcule le soulèvement du sel grâce aux paramètres détaillés ci-dessus et à la relation  $G_n = h_p$ . La vitesse de soulèvement du dôme de sel ( $\dot{G}_n$ ) s'estime en datant les couches sus-jacente (i) :  $\dot{G}_n = h_p/t_i$ ; (B), deuxième modèle pour estimer la vitesse de mouvement vertical des rides salifères. Cette méthode est valable dans le cas d'un dôme de sel en phase mature et pénétrant. Dans ce modèle, le soulèvement de la masse de sel a provoqué un synclinal dans les couches sédimentaires autour du dôme de sel. On estime les paramètres marqués ci-dessus et la vitesse ascensionnelle est estimée en utilisant la formule  $\dot{G}_n = h_{sw}/t_i$ ; (C), troisième modèle pour estimer la vitesse de mouvement vertical des dômes de sel. Cette méthode est applicable dans le cas d'une masse de sel en phase mature, pénétrant et affleurant à la surface. Dans ce modèle, le soulèvement de la masse de sel est calculé à partir de la mesure de la surface d'affleurement de sel ( $A_d$ ) et du volume de diapir ( $V_d$ ) ou du volume du synclinal autour de dôme de sel ( $V_{sw}$ ). On estime la vitesse de soulèvement de dôme de sel en ayant les âges de sédimentation ( $t_i$ ) des couches sus-jacentes par la formule :  $\dot{G}_g = (V_{sw}/A_d)/t_i$ .

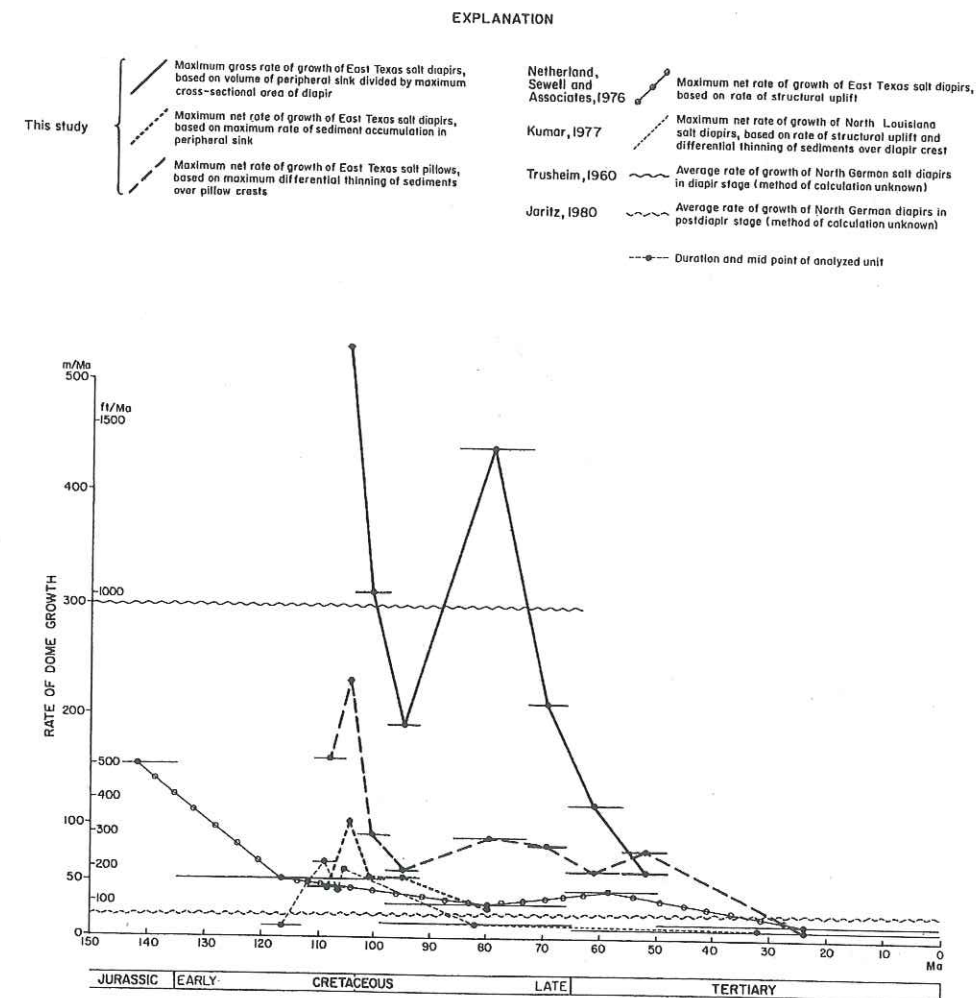


Figure I-30 Comparaison entre les résultats obtenus par différentes méthodes pour la vitesse de déformation des masses salifères [Seni & Jackson, 1984].

Cette Figure montre l'activité assez élevée des dômes de sel étudiés pendant le Crétacé inférieur par rapport au Cénozoïque et Quaternaire en raison d'une forte sédimentation dans le bassin. Malgré la différence entre les valeurs obtenues par l'application des différentes méthodes, les résultats montrent des pics au même âge géologique : 80 à 105 Ma.

### 1.7.3.3.

### Comparaison d'altitude des sédiments récents aux contacts des diapirs

Samadian (1990) propose une méthode utilisant la dénivelée entre des sédiments marins récents au contact d'un diapir au sud de l'Iran et les mêmes sédiments éloignés du diapir. Cette méthode a été présentée en détaille dans le paragraphe 3-2-4-2.



## 1.8. Conclusions et questions posées

Dans ce chapitre, nous avons présenté la morphologie et le contexte structural des masses salifères ainsi que les paramètres qui jouent un rôle sur les mouvements du sel, en particulier sur son déplacement vertical. Il a été aussi observé que les caractéristiques d'un diapir : morphologie, structure interne, maturité, extension et situation dans l'espace dépendent d'un grand nombre de paramètres. Il s'avère impossible d'interpréter la structure d'un diapir sans connaître un grand nombre de paramètres concernant d'une part le bassin sédimentaire lui-même à savoir : la contrainte différentielle, la viscosité de la couverture sédimentaire, la structure géologique, le régime thermique et hydraulique, le taux d'érosion et de sédimentation du bassin et d'autre part la masse de sel : viscosité, température et épaisseur de la couche d'origine de sel. L'interférence de ces facteurs est à l'origine des différences observées entre l'image vraie d'un diapir et celle déduite des modélisations analogiques et numériques. Dans la modélisation analogique d'un diapir, d'une masse salifère et de ses couvertures supposées, l'image est toujours beaucoup plus symétrique et plus simple que dans la réalité. Dans la nature, les variations latérales d'épaisseur de la couche de sel ainsi que les caractéristiques des couches supérieures sont des paramètres très variables. En dépit de l'inadéquation des résultats de modélisations tant analogique que numérique avec la réalité, ces approches contribuent néanmoins à une meilleure connaissance des phénomènes de diapirisme (extension ou intrusion). En ce qui concerne la montée et la vitesse de déplacement du sel, de nombreux facteurs interviennent. Ceux-ci diffèrent d'un bassin à l'autre voire même d'un diapir à l'autre au sein d'un même bassin. Aussi faut-il être très prudent dans la comparaison de deux diapirs, même voisins.

Nous avons concentré notre travail sur deux régions d'étude : en France (Alsace) et en Iran (Zagros, région de Bandar Abbas). Dans ces régions nous avons étudié le phénomène de diapirisme en essayant de répondre aux questions suivantes :

En France, dans le fossé d'Alsace, des diapirs de sel sont très proches de la surface. Sont-ils encore actifs ? Si oui, quelle est la vitesse de déplacement vertical de ces masses salifères ?

L'Iran est connu pour ses nombreux diapirs de sel affleurant. Il y a-t-il encore des diapirs cachés sous la surface ? Quels en sont les marques ? Sont-ils actifs ?

Pendant l'évolution d'une masse salifère, les accidents structuraux interagissent avec le diapirisme. Quels sont les modalités de ces interactions ?

Le sel qui est en sub-surface a-t-il des influences sur la morphologie d'une région. Quelles sont ces influences ?

Quel est la part des mécanismes actif et passif dans l'évolution du diapir ?

## *Chapitre II Diapirisme et tectonique actuels dans le sud de l'Alsace*



## 2.1. Introduction

Le fossé alsacien désigne la partie Sud du fossé Rhénan située à l'Ouest du Rhin. Le fossé rhénan, avec une longueur de 300 km et une largeur de 40 km, fait partie du rift continental Ouest-Européen d'âge Oligocène (Figure II-1). Sa structure profonde est connue grâce aux forages pétroliers [voir par ex. Schnaebeler, 1948], aux travaux miniers [voir par ex. Courtot *et al.*, 1972] et aux investigations géophysiques [Meissner & Vetter, 1974 ; Edel, 1975, 1978 ; Edel *et al.*, 1975 ; Hirn, 1976 ; Prodehl *et al.*, 1976 ; Bonjer & Fuchs, 1979 ; Brun *et al.*, 1991 ; Wenzel *et al.*, 1991]. Son histoire sédimentaire a été reconstituée avec précision par Sittler (1965 et 1969).

Univ. J. Fourier - O.S.U.G.  
MAISON DES GEOSCIENCES  
DOCUMENTATION  
B.P. 53  
F. 38041 GRENOBLE CEDEX  
Tél. 04 76 63 54 27 - Fax 04 76 51 40 58  
Mail : ptalour@ujf-grenoble.fr



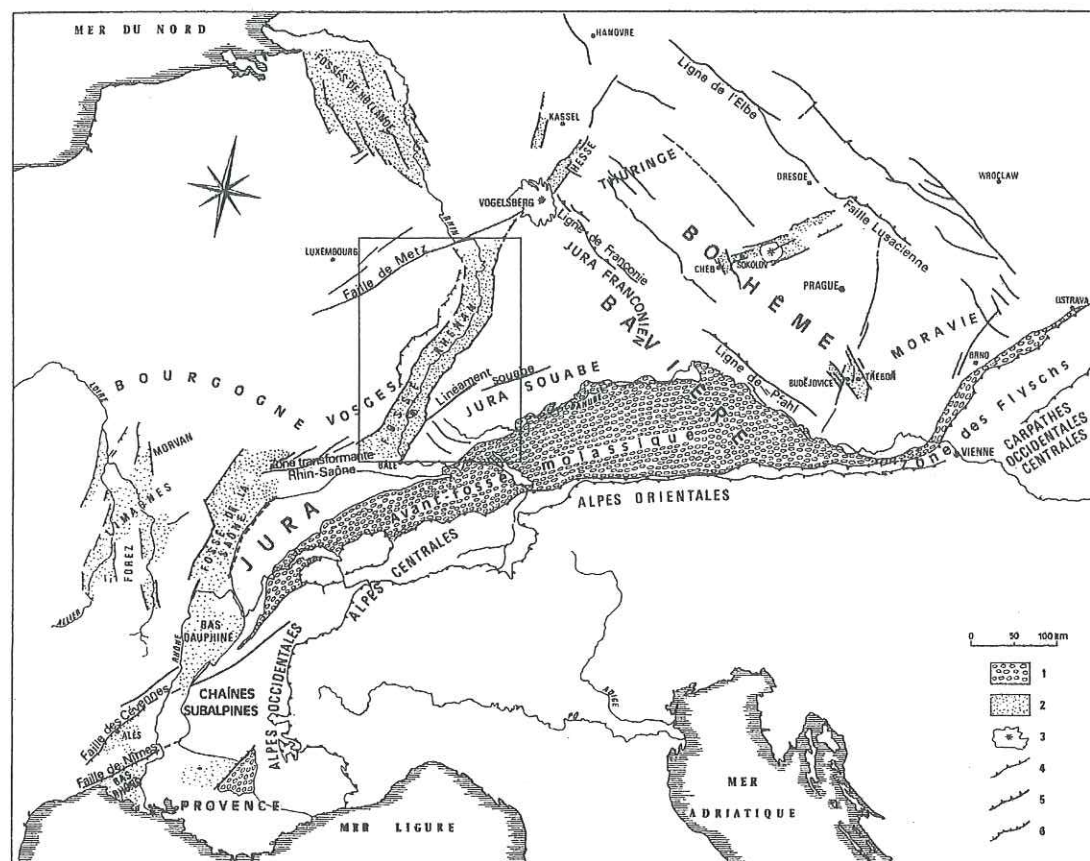


Figure II-1 Rift Ouest-Européen [Bergerat & Geyssant, 1980].

Le fossé rhénan est encadrée par un rectangle. (1), molasse ; (2), formations cénozoïques des fossés tectoniques ; (3), édifice volcanique cénozoïque ; (4), chevauchement crustal alpin ; (5), faille inverse ; (6), faille normale.

Ce fossé, orienté N-S, est bordé dans sa partie Sud par deux massifs hercyniens, les Vosges à l'Ouest et la Forêt Noire à l'Est. Le long du fossé et dans sa partie Sud, le remplissage sédimentaire se répartit en trois bassins : ce sont, du Nord au Sud, les bassins de Strasbourg, de Sélestat et de Mulhouse séparés par des seuils transversaux de direction NE-SW (Figure II-2). Ces limites correspondent à des rides anticlinales mésozoïques érodées au Crétacé et cachées par les dépôts syn-rift [Sittler, 1965]. Les remplissages des deux bassins les plus méridionaux sont recoupés par une succession de grands diapirs sur lesquels nous avons concentré notre étude. Les traits structuraux majeurs liés à la tectonique salifère sont bien connus grâce aux travaux miniers et aux diverses investigations de sub-surface (sondage, sismique) du bassin potassique de Mulhouse (Breyer, 1974 ; Larroque & Ansart, 1984, 1985 ; Blanc-Valleron & Gannat, 1985 ; Larroque, 1987).

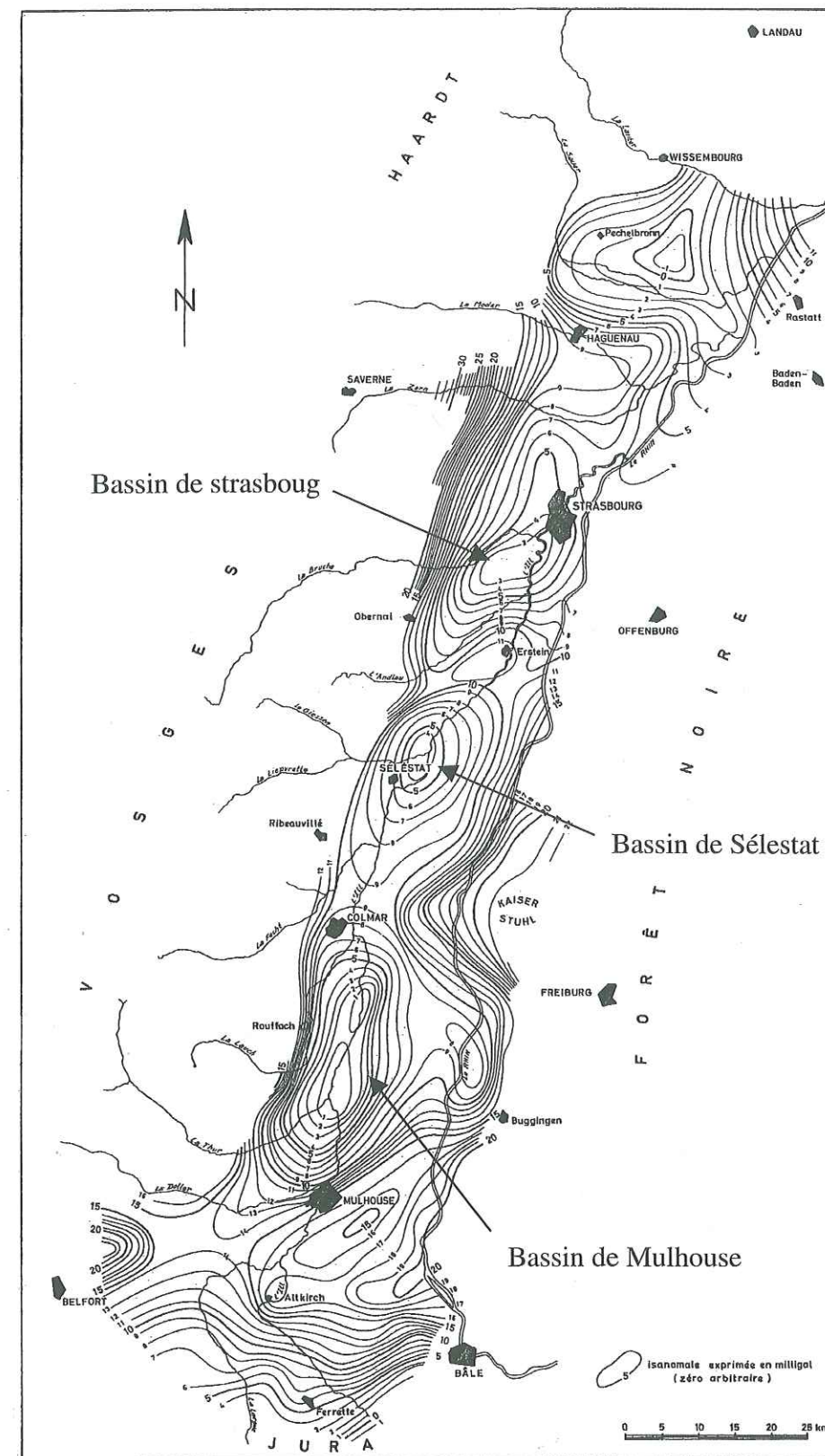


Figure II-2 Carte d'anomalies gravimétriques réalisée par Maïkovsky (1952).

Cette carte montre les trois principaux bassins de la partie Sud du fossé rhénan. Notre région d'étude est située entre Sélestat au Nord et Mulhouse au Sud.



## 2.2. Lithologie du remplissage du fossé

De nombreux forages pétroliers et travaux miniers ont permis de préciser la structure interne du graben et de connaître en détail les séries sédimentaires qui le remplissent. Selon Sittler (1965), la série Eocène-Oligocène (zone salifère), qui remplit la partie sud du fossé, est divisée en trois zones :

- la zone salifère inférieure épaisse de 700 mètres constituée de marnes dolomitiques, de marnes calcaires, d'anhydrite et de sel massif. Ce dernier étant épais de 250 mètres ;
- la zone salifère moyenne constituée d'une couche de conglomérats de 130 mètres, d'une couche de marnes rayées dolomitiques et sel gemme de 200 mètres et d'une couche fossilifère de 85 mètres d'épaisseur ;
- la zone salifère supérieure constituée d'une couche de sel gemme et potasse de 150 mètres, d'une couche de sel et anhydrite de 400 mètres et d'une couche de gypse de 40 mètres d'épaisseur.

Ces couches d'épaisseur variable mais dont l'épaisseur cumulée peut atteindre 2500 mètres, supportent des alluvions quaternaires. Ces alluvions, constituées de limons, de sables limoneux, de sable, de gravier et de loess, se sont accumulées sur des épaisseurs importantes : 50 mètres près de Bâle, 100 à 150 mètres au Nord de Mulhouse, 250 mètres près de Neuf-Brisach et 195 mètres à l'Est de Sélestat.

Le maximum de dépôt des séries salines cenozoïques se situe dans le Bassin de Mulhouse. Plus au Nord, le sel ne se trouve que dans la gouttière centrale la plus profonde du fossé. Les structures salifères situées entre Colmar et Mulhouse, ont une grande ampleur diapirique. Il est possible de distinguer deux rides salifères allongées, l'une occupant la partie centrale du rift de direction sub-méridienne et l'autre de direction NW-SE (Figure II-3).

L'âge de la tectonique salifère est post-Oligocène, le sel ayant commencé à se déformer sur place au Miocène. Nous avons cherché à savoir si cette tectonique pouvait être encore active à l'heure actuelle.

## 2.3. Géodynamique du fossé rhénan

Le fossé rhénan a une direction subméridienne et oblique par rapport aux structures hercyniennes NE-SW. Au Mésozoïque, la sédimentation est relativement uniforme sur l'ensemble du bloc rhénan et les lignes isopaques sont parallèles aux structures hercyniennes. Au Cénozoïque, l'arrêt de la sédimentation uniforme est accompagnée d'un volcanisme alcalin traduisant le début de l'extension. Celle-ci s'affirme dès la fin de l'Eocène, par l'apparition de sédiments lacustres assez épais, et surtout au début de l'Oligocène où il y a effondrement de la partie Sud du fossé qui est envahie par la mer. Se déposent alors des marnes contenant du sel gemme et des sels de potasse. A la fin de l'Oligocène, une régression générale, marquée par le retour de sédiments lacustres, se produit. Elle traduit un mouvement de soulèvement, probablement lié à celui des Alpes, car il s'atténue progressivement vers le Nord. Ce soulèvement perdure pendant tout le Miocène, si bien qu'à la fin de cette période, l'érosion affecte la partie sud du fossé.

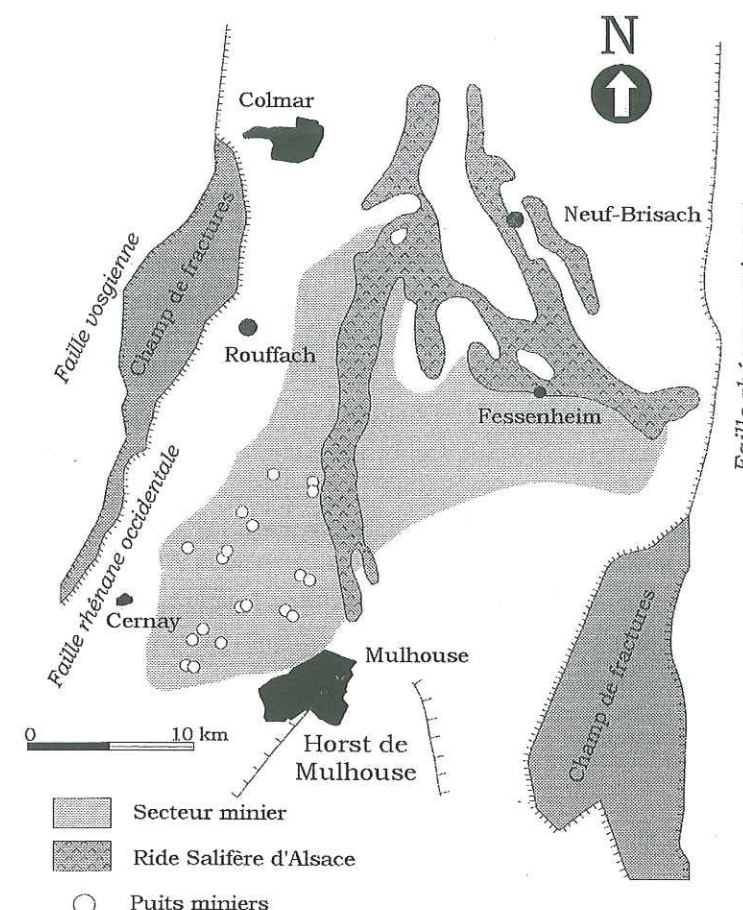


Figure II-3 Forme et position géographique de la ride salifère et des secteurs miniers d'Alsace. Le ride salifère d'Alsace est allongée selon deux directions N-S et NW-SE. Les zones d'exploitation salifères ne peuvent être représentées en détail dans la mesure où les données localisant les secteurs exploités sont confidentielles. Nous avons cependant contrôlé la présence de mouvements verticaux importants dans les secteurs miniers.

Une deuxième phase de tectonique active intervient à la fin du Miocène. Il en résulte un jeu décrochant sénestre des bordures du fossé pendant que ce dernier s'effondre à nouveau mais seulement dans la partie Nord. La sédimentation reste partout fluviale. En somme, il y a eu mouvement de bascule du Sud vers le Nord puisque l'effondrement débute au Sud au Paléogène et se poursuit au Nord au Néogène. L'étude des produits détritiques descendus des massifs cristallins du Sud (Vosges et Forêt Noire) montre que la surrection des bordures du fossé s'est produite principalement au début de l'Oligocène puis au Plio-Quaternaire.

## 2.4. Tectono-structure du fossé

Le fossé rhénan est limité par deux grandes failles normales responsables de l'effondrement, généralement asymétrique, du fossé et de la surrection de ses bordures (Figure II-3). Dans la partie sud du fossé rhénan, région où nous avons concentré notre étude, c'est la faille bordière occidentale qui est la plus marquée. Il s'agit en fait d'un système de failles désigné sous le terme de champ de fractures compris entre 2 discontinuités ou séries de discontinuités :



- la faille vosgienne (Figure II-3) : cette faille majeure détermine l'importante rupture de pente en bordure du massif vosgien avec un dénivelé topographique de plusieurs centaines de mètres. Elle met en contact les roches plutoniques et métamorphiques du socle avec les terrains sédimentaires du bassin. Le rejet de cette faille est de 100 à 1000 mètres avec un pendage de 55° à 75° vers l'Est ;

- la faille rhénane (Figure II-3) : située au pied des collines et à la limite des zones d'épandage des alluvions quaternaires, il s'agit en fait d'une famille de failles synthétiques plongeant de 47° à 80° vers l'Ouest et dont le rejet cumulé peut atteindre 1800 mètres.

Les failles dans le bassin effondré sont mal connues. Ce sont en général des failles normales orientées N-S à N20°E, limitant des blocs basculés qui plongent vers le centre du fossé.

L'existence de structures transverses NE-SW dans le fossé rhénan a été mise en évidence par plusieurs auteurs [Illies, 1972 ; Villemin, 1986 ; Chorowicz & Deffontaines, 1993]. Le recoupement entre des données multisources (gravimétriques, de télédétection, géomorphologiques, sismiques et structurales) confirme la présence de ces structures transversales dans le fossé rhénan (Figure II-4).

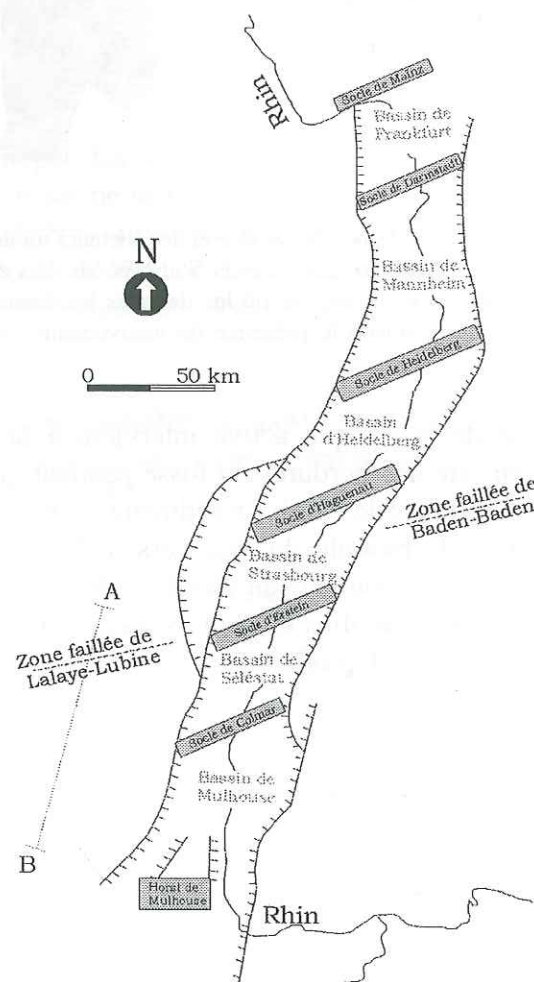


Figure II-4 Accidents transverses du fossé rhénan. Dessin d'après Chorowicz *et al.* (1989), modifié. L'accident majeur est celui de Lalaye-Lubine - Baden-Baden qui recoupe le fossé au niveau du seuil d'Erstein. A-B, Localisation de la coupe schématique de la Figure II-5.

La plus importante structure transversale de la région correspond à une ancienne suture hercynienne, marquée en surface par la faille de Lalaye-Lubine - Baden-Baden (FLB). Cet accident hercynien, qui traverse le fossé dans la région de Sélestat, sépare les Vosges du Nord d'une part, des Vosges moyennes et méridionales d'autre part. Il est interprété comme une paléo-limite de plaque datant du Paléozoïque [Fluck *et al.*, 1987]. La FLB est connue dans les Vosges et la Forêt Noire par l'affleurement des sédiments métamorphisés du Dévonien (Figure II-5). Cette faille se présente comme une bande étroite (3 à 4 km de largeur) lacérée par de nombreux plans de failles à vergence Nord correspondant à un chevauchement vers le NNW et un décrochement dextre [Burg, 1988]. La trace de son passage dans le fossé n'est cependant pas facile à suivre.

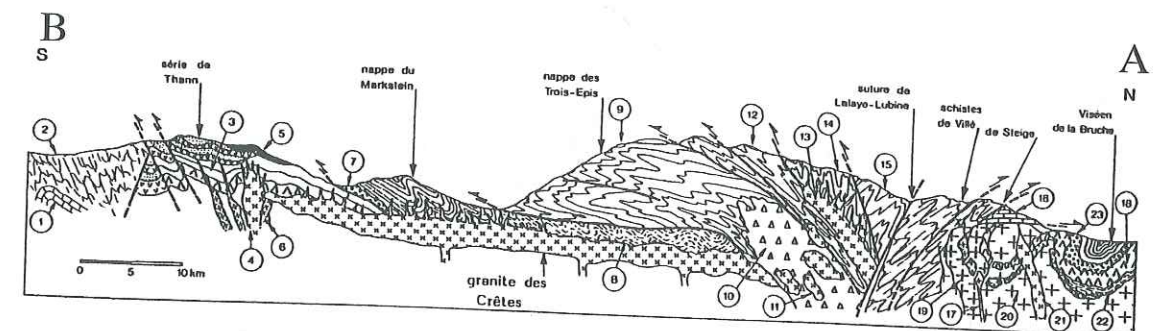


Figure II-5 Faille de Lalaye-Lubine Baden-Baden sur une coupe schématique N-S des Vosges [Fluck *et al.*, 1987].

(1), Dévonien du Belfortis ; (2), série de Plancher-Bas ; (3), séries de Malvaux et d'Oderen ; (4), granite des Ballons ; (5), Ignimbrite du Molkenrain ; (6), plutonites en bordures nord et sud des Ballons ; (7), olistostromes et conglomérat dévoniens des Klippes ; (8), migmatites de Kayersberg ; (9), gneiss alloctones ; (10), granite de Thannenkirch ; (11), granite des Crêtes, disloqué ; (12), gneiss de Sainte-Marie-aux-Mines ; (13), granite des Crêtes, massif de Ste-marie-aux-Mines, avec, au mur, apophyse de durbachite ; (14), Gneiss de la Croix-aux-Mines ; (15), gneiss d'Urbeis ; (16), Calcaire dévoniens ; (17), diorites ; (18), volcanisme de Schirmeck et de la bane médiane ; (19), granodiorites ; (20), granites type champ du Feu Nord ; (21), granite de Natzwiller ; (22), Dévonien et (23), conglomérat de russ.

## 2.5. Champ de contrainte actuel

Une détermination de l'évolution de l'orientation des paléocontraintes principales a été faite par Larroque (1983) et Larroque & Ansart (1985) à partir de la direction des fibres de cristallisation de fentes de tension relevées dans le bassin potassique de Mulhouse et par Villemin (1986) à partir d'une étude des mécanismes de failles. Ces auteurs montrent qu'actuellement, l'axe  $\sigma_3$  (contrainte principale minimale) serait horizontal orienté NE-SW entre N40°E et N60°E. L'axe  $\sigma_1$  (contrainte principale maximale) perpendiculaire à  $\sigma_3$ , se trouve également dans le plan horizontal. L'azimut de  $\sigma_1$  est compris entre N130°E et N150°E. La Figure II-6 montre la disposition du champ de contrainte actuel par rapport aux grandes structures.



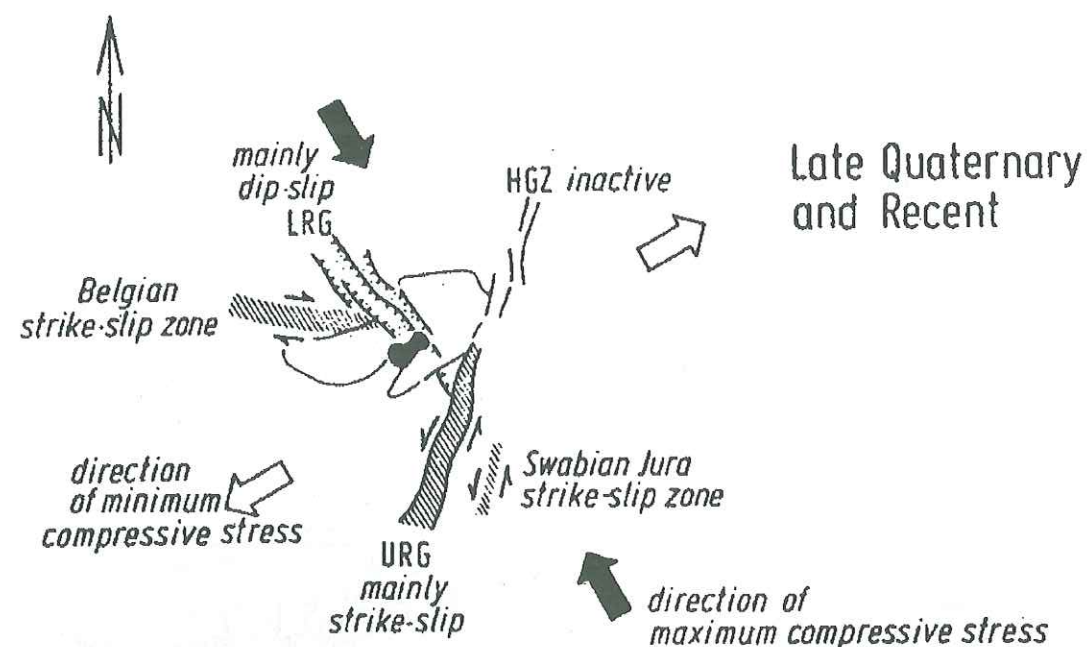


Figure II-6 Direction principale du champ de contrainte actuel dans la région du fossé rhénan [Ahorn, 1975, simplifiée].

Les flèches blanches représentent la direction de la contrainte principale minimale régionale et les flèches noires représentent la direction de la contrainte principale maximale régionale. URG, Fossé rhénan supérieur ; LRG, Bas fossé du Rhin ; HGZ, fossé de Hess.

## 2.6. Indice d'activité actuelle des rides salifères alsaciennes

Divers arguments morphologiques, comme les rivières Rhin et Ill qui s'écoulent sub-parallèlement sur 140 km environ sans se rapprocher (Figure II-2), suggèrent l'existence d'un diapirisme actif orienté N-S qui séparerait ces deux rivières. Ces rides salifères pourraient être encore actives et pourraient continuer à monter vers la surface, entraînant un léger bombement.

Dans ce travail nous avons étudié l'activité actuelle de la ride salifère dans la partie Sud du fossé rhénan par la méthode de comparaison de nivellements.

## 2.7. Comparaison de nivellements

L'objectif du nivellement est de définir les altitudes précises de repères de nivellement. Ces altitudes sont déterminées à partir de la mesure de la dénivellée entre deux points voisins, à l'aide de deux mires et d'un niveau dont la ligne de mire correspond à l'horizontale (tangente à une équipotentielle du champ de pesanteur).

La différence entre les lectures arrière et avant correspond à la dénivellée entre les deux points. Les repères de nivellement sont en général éloignés les uns des autres et la dénivellée est supérieure à la hauteur de la mire. Il est donc impossible de mesurer la dénivellée entre deux repères en une seule opération. Plusieurs stations intermédiaires sont nécessaires (Figure II-7). En comparant plusieurs séries de mesures de dénivellée, il est possible de mettre en évidence l'existence de mouvements verticaux relatifs [Jouanne *et al.*, 1995].

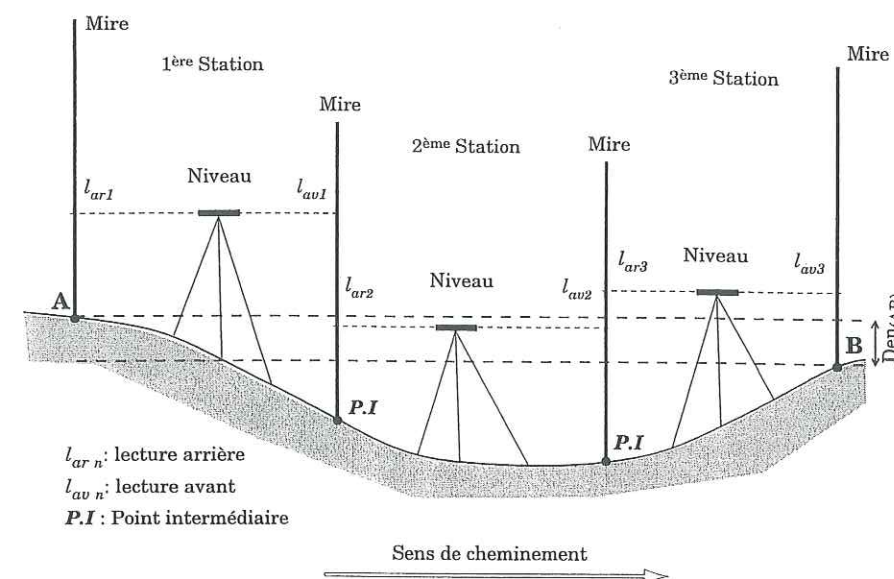


Figure II-7 Principe du nivellement par cheminement.

### 2.7.1. Réseau de nivellement

Le réseau de nivellement en France (Figure II-8-a) a été installé et mesuré à partir de 1857 au cours de trois campagnes. Le premier réseau fut mesuré entre 1857 et 1864 par Bourdaloue. Le Nivellement Général de la France (NGF) a été réalisé à partir de 1884. L'Institut Géographique National (IGN) a entrepris une nouvelle mesure de ce réseau à partir de 1962 (IGN69). L'existence de points communs aux différentes époques de mesure sur ces réseaux permet la comparaison des différences de niveau d'une période de mesures à l'autre. Quatre types de profils de 1<sup>er</sup>, 2<sup>ème</sup>, 3<sup>ème</sup> et 4<sup>ème</sup> ordre sont disponibles. Le réseau de 1<sup>er</sup> ordre forme les mailles de 1<sup>er</sup> ordre. Ce sont 42 polygones (fermés, s'appuyant sur les frontières ou le littoral) totalisant 12715 km. A l'intérieur de chaque polygone de 1<sup>er</sup> ordre se trouvent en moyenne 7 mailles de 2<sup>ème</sup> ordre (18785 km). Ces mailles de 2<sup>ème</sup> ordre divisées aussi en maille de 3<sup>ème</sup> ordre totalisant 49730 km de cheminement. A l'intérieur des mailles de 3<sup>ème</sup> ordre, des mailles de 4<sup>ème</sup> ordre sont réalisées pour des besoins locaux et représentent environ 350000 km de profils.

### 2.7.2. Réseau de nivellement étudié

Pour la comparaison de nivellement au sud du fossé rhénan, nous avons utilisé des données provenant des réseaux NGF et IGN69. Ces réseaux correspondent à deux campagnes de l'IGN s'étalant sur plusieurs années. Les données ont été acquises auprès de l'IGN. Nous n'avons pas procédé à des remesures directes sur le terrain.

La partie méridionale du fossé rhénan sur laquelle porte l'étude des mouvements verticaux régionaux est située entre la ville de Sélestat au Nord et la ville de Mulhouse au Sud. Le réseau que nous avons choisi est constitué de 168 kilomètres de profil de nivellement de 1<sup>er</sup>, 2<sup>ème</sup> et 3<sup>ème</sup> ordre (Figure II-8-b et c ; Figure II-9). Ce réseau est constitué d'une grande maille de 1<sup>er</sup> ordre dans laquelle nous avons trois petites boucles (Alk, Ali et Alm) ainsi qu'une antenne qui va vers Bâle au Sud (Figure II-8-c, trace située entre les lettres k et n ; Figure II-9).



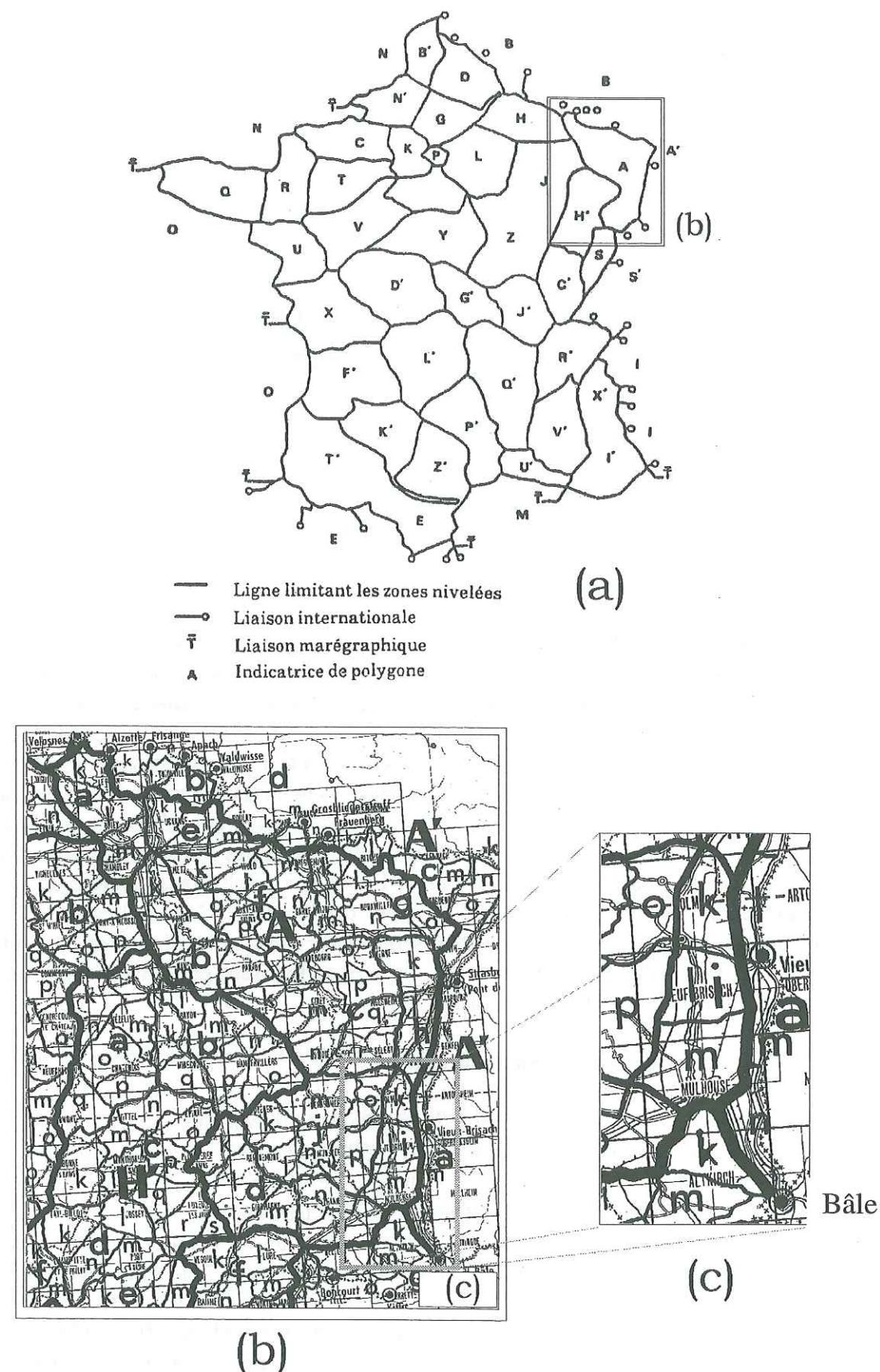


Figure II-8 (a), Réseau de nivellement IGN en France (Levallois & Maillard, 1970); (b), réseau de nivellement au Nord-Est de la France (maille 'A'); (c), agrandissement de notre réseau de nivellement (mailles 'Alk', 'Ali' et 'Alm').

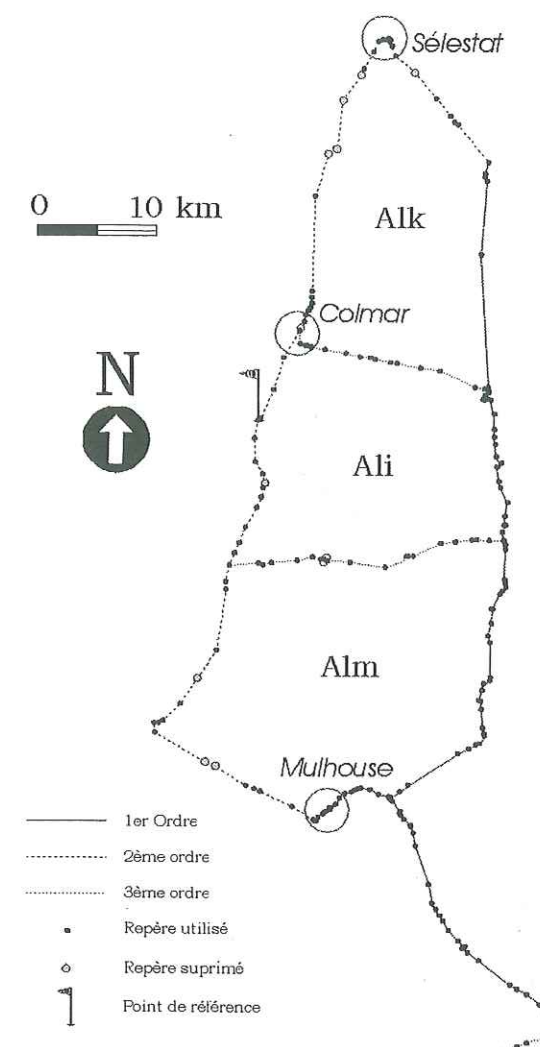


Figure II-9 Réseau de nivellement étudié avec les repères utilisés et supprimés.

Certains repères de nivellement se révélant être sur un support instable n'ont pas été pris en compte. On peut considérer que c'est le cas lorsqu'un repère isolé dans un profil, présente un mouvement supérieur à 10 cm par rapport à ses voisins. Par ailleurs, lorsqu'un profil présente des mouvements très faibles pour la plupart de ses points, les points isolés aux mouvements anormaux (quelques centimètres) ne sont également pas pris en compte dans notre étude. En revanche, lorsque ce sont au moins deux points consécutifs qui présentent des déplacements importants, les données sont conservées.

Finalement ce sont 202 points répartis sur 168 km qui ont été pris en compte (Figure II-9). La répartition de ces points n'est pas régulière en raison de l'hétérogénéité initiale de répartition des repères. Ces points ont représenté la saisie de 253 valeurs de dénivelées.

### 2.7.3. Point de référence

Pour une étude des mouvements verticaux, il faut donner une origine unique à tous les mouvements verticaux en prenant un point de référence où la vitesse de déplacement vertical est supposée nulle au cours du temps. Il s'agit donc d'aboutir à une représentation relative des mouvements verticaux.



Le meilleur choix pour un point de référence doit être guidé par les critères suivants :

- Le point de référence doit être situé de préférence sur un profil de premier ordre, là où les mesures ont été faites en cheminement aller-retour (précision optimale) ;
- Il ne doit pas être situé pas sur un terrain géologiquement exceptionnel par rapport à la région d'étude ;
- Il est préférable qu'il soit situé au cœur ou au centre du réseau étudié.

Comme il est toujours difficile de respecter toutes ces conditions, le choix dépend de la géométrie et des caractères propres à chaque réseau de nivellement. Dans notre étude, nous avons choisi un point de référence qui est au milieu d'un profil (NS) à l'Est de notre réseau de nivellement (Figure II-9).

#### 2.7.4. Précision des mesures

Les mesures de nivellement sont entachées d'un certain nombre d'erreurs à caractère systématique ou aléatoire (Lambeck, 1988).

Les erreurs systématiques sont :

- l'irrégularité des graduations et les défauts d'étalonnage des mires ;
- l'effet de perturbations magnétiques sur le niveau ;
- le changement systématique de température pendant le cheminement ;
- la variation d'indice de réfraction de la lumière dans les pentes ;
- l'erreur de pointé de l'observateur ;
- l'échauffement inégal des instruments dépendant des conditions météorologiques ;
- l'illumination des mires dépendante des conditions d'éclairement ;
- le mauvais réglage ou un dysfonctionnement du niveau.

Les erreurs aléatoires résultent de :

- l'instabilité des instruments pendant la mesure ;
- la variation de la verticale et la déformation de la croûte due aux effets de marée en fonction du jour et de l'heure des mesures ;
- la non verticalité de la mire et la non horizontalité du niveau.

Pour vérifier la précision des mesures, le nivellement par cheminement parcourt une boucle ayant pour départ et arrivée un même point. Dans ce cas, le cheminement est fermé et la somme des dénivelées pour le point commun (le point départ et d'arrivée) doit être très faible. Mais à cause des différentes sources d'erreurs aléatoires et systématiques présentées ci-dessus, cette somme (la fermeture de cheminement fermé) n'est pas négligeable. Il est alors nécessaire d'effectuer un calcul de compensation, lequel consiste à répartir sur l'ensemble du cheminement l'erreur totale de fermeture. La répartition des corrections est fonction de la distance entre deux points et de la précision des mesures. Si l'erreur est assez importante, il est préférable de supprimer un profil compris entre deux mailles dont la fermeture est mauvaise. Dans notre travail, les erreurs de fermeture des mailles sont suffisamment faibles pour pouvoir utiliser les données pour quantifier le champ de déplacement vertical de la région. Les erreurs de fermeture des mailles sont détaillées dans le Tableau II-1.

Boucles	Boucle Alk	Boucle Ali	Boucle Alm	Maille Al
Erreur de fermeture	-2,14 cm	2,07 cm	2,19 cm	2,12 cm

Tableau II-1 Erreur de fermeture des boucles Alk, Ali, Alm et de la maille principale (Al) (position sur la Figure II-9).

#### 2.7.5. Méthodologie

Pour un profil de nivellement donné, la différence entre la dénivelée récente  $d_i(t_2)$  et la dénivelée ancienne  $d_i(t_1)$  mesurée entre les mêmes points  $i$  et  $(i+1)$  s'appelle *Discordance*. Dans notre étude, cette valeur est calculée pour chaque point et ramenée à 100 ans :

$$D_i = \frac{d_i(t_2) - d_i(t_1)}{t_2 - t_1} \times 100 \quad (2-1)$$

où  $D_i$  : discordance entre les points  $i$  et  $i+1$  ramenée à cent ans ;  $d_i(t_1)$  : dénivelée entre les points  $i$  et  $i+1$  à l'époque  $t_1$  ;  $d_i(t_2)$  : dénivelée entre les points  $i$  et  $i+1$  à l'époque  $t_2$ .

Pour déterminer la vitesse de déplacement vertical en chaque point du réseau par rapport à un point référence, il existe plusieurs méthodes d'ajustement. Pour notre part, nous avons ajusté les vitesses de déplacement vertical. Cette méthode suppose que les vitesses de déplacement vertical sont constantes pendant la période séparant les deux mesures. Cette hypothèse est réaliste car la région étudiée n'a pas subi de séisme majeur pendant l'intervalle de temps écoulé entre les mesures.

La précision de mesure est exprimée par les écarts-types sur les mesures de dénivelée. En supposant que l'erreur systématique est nulle, les écarts-types sur les mesures de chaque ordre et pour chaque réseau ont été déterminées par l'analyse de l'ensemble des erreurs de fermeture ( $a_1$  et  $a_2$  sur le Tableau II-2). Ces valeurs sont utilisées pour calculer l'écart-type en chaque point de nivellement (équivalent 2-2).

Ordre	( $a_1$ ) (en mm/km <sup>1/2</sup> )	( $a_2$ ) (en mm/km <sup>1/2</sup> )
Premier	2,6 (aller et retour)	1,9 (aller et retour)
Deuxième	2,6 (aller et retour)	2,6 (aller simple)
Troisième	3,5 (aller simple)	2,6 (aller simple)

Tableau II-2 Précisions moyennes des nivellements IGN69 suivant l'ordre de la maille donnée [Duquesne & Jeannot, 1989].

L'erreur de mesure est modélisée par un écart-type fonction de la distance entre repères et de l'époque de mesure. Comme nous avons ramené les mesures de deux époques à 100 ans pour comparer les discordances entre les points, l'écart-type sur les vitesses à cent ans sera calculé d'après la formule suivante :



$$\sigma = \frac{\sqrt{(a_1^2 + a_2^2) \times L}}{t_2 - t_1} \times 100 \quad (2-2)$$

où  $a_1$  et  $a_2$  sont les coefficients de précision des mesures de nivellement (Tableau II-2) ;  $L$  est la distance entre deux repères de nivellement en km ;  $t_2$  et  $t_1$  sont les époques de mesure.

Bien entendu, cette méthode est d'autant meilleure que l'intervalle de temps entre deux campagnes de mesures est grand comparé au temps nécessaire à la réalisation de chacune de ces campagnes [Gubler *et al.*, 1981]. L'ajustement des vitesses de déplacement vertical est assuré par le logiciel GEOLAB (version 1.0, *GEOSURV INC, Canada*). Le logiciel calcule les vitesses de mouvements verticaux en chaque point du réseau, les barres d'erreur ainsi que les caractéristiques de la compensation avec quelques résultats statistiques. Ces derniers permettent de juger de la qualité de la compensation effectuée, notamment le facteur de variance qui quantifie le bon accord entre les mesures et les résultats de la compensation.

Le résultat de la compensation effectuée par GEOLAB fournit une estimation des imprécisions relatives, par la matrice de variance-covariance, entre les différents paramètres estimés (vitesses de déplacement vertical dans notre cas). Après une mise à un niveau de confiance de 95%, le calcul des résidus permet d'estimer le facteur de variance à utiliser pour mettre à l'échelle les barres d'erreur et obtenir ainsi une estimation réaliste des incertitudes.

## 2.7.6. Résultats

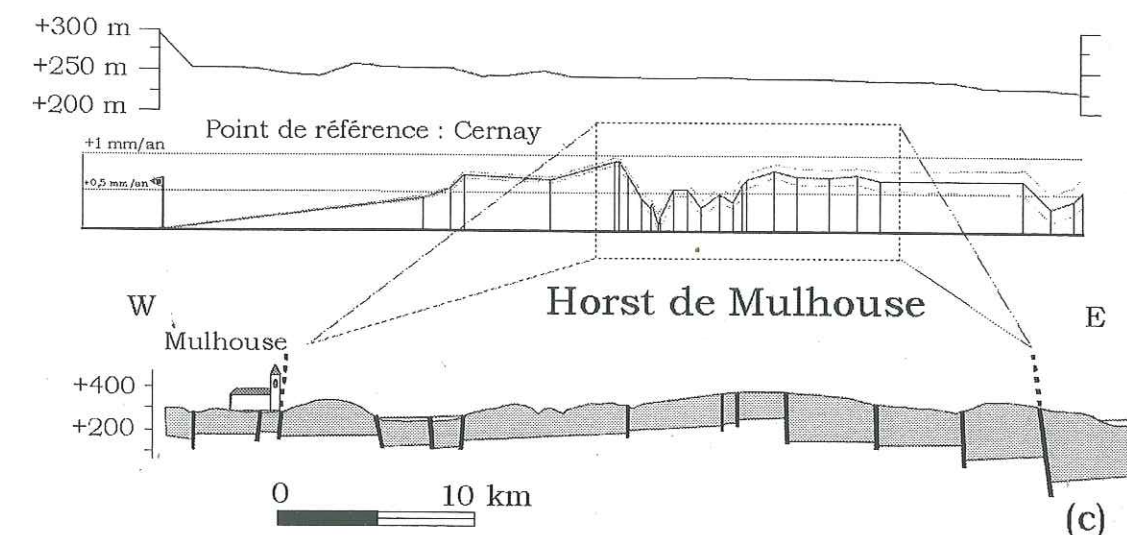
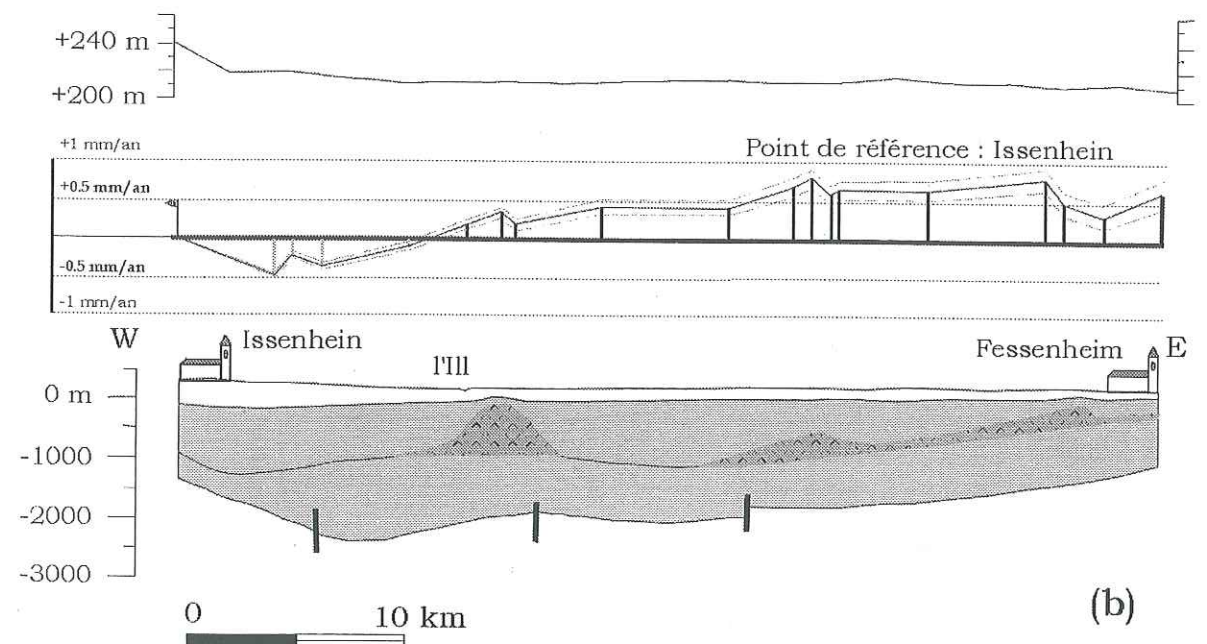
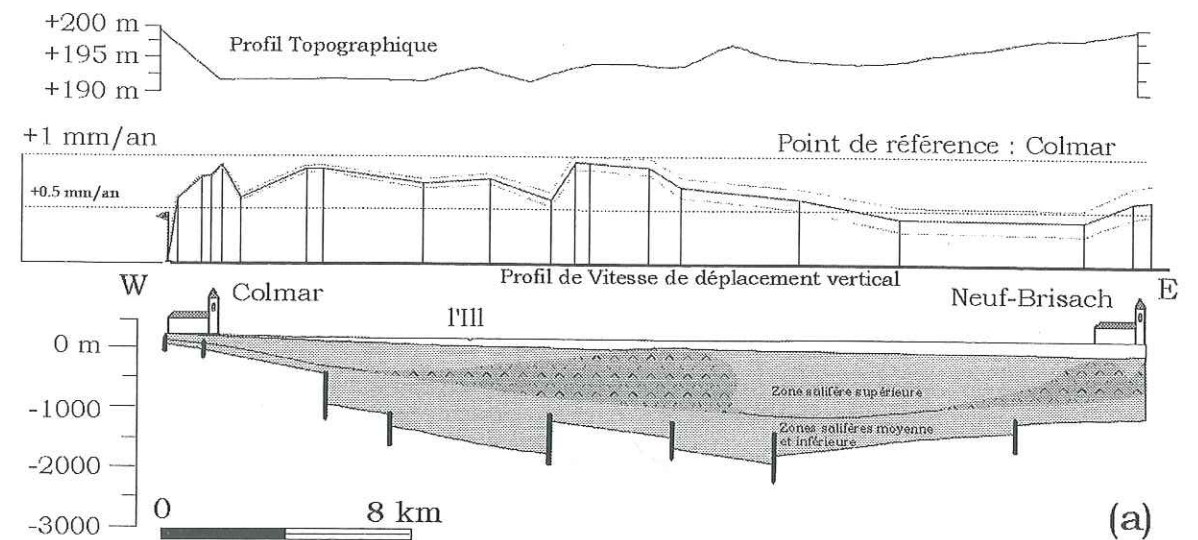
Nous avons retenu deux types de présentation des résultats, en profil et en carte.

### 2.7.6.1. Présentation des résultats sur le profil

Dans ce type de présentation (Figure II-10) le déplacement vertical est exprimé en différentiel par rapport à un point origine dont la vitesse de déplacement verticale est supposée nulle. Sur ces profils, une vitesse de mouvement positif est représentée par des bâtonnets, situés au-dessus de la ligne de profil (coupe) et un mouvement négatif est représenté par la barre, située au-dessous de profils. Le profil topographique est représenté au-dessus du profil de comparaison de nivellement. Il est ainsi possible de tester s'il existe une corrélation ou une anticorrélation entre les variations altimétriques (topographie) et les vitesses de déplacement vertical (Figure II-10). Cette corrélation ou anticorrélation pourrait marquer l'existence d'une erreur systématique sur plusieurs mesures due aux variations d'indice de réfraction le long d'une pente régulière.

Par ailleurs, les barres de mouvement sont placées en vis à vis d'une coupe géologique dans le but d'une interprétation tectonique. Les coupes projetées sur les profils permettent une corrélation plus fine avec la structure car on est passé de l'échelle du réseau à celle du profil.

Sur ces coupes, des données de nivellement sont placées en projection E-W ou N-S respectivement sur les lignes N-S (profil longitudinal) ou E-W (profil transversal). Les distances entre repères de nivellement sont des distances projetées. Avec ce type de présentation, nous pouvons étudier le déplacement différentiel non seulement à l'apex des diapirs de sel mais aussi les variations régionales N-S et E-W.





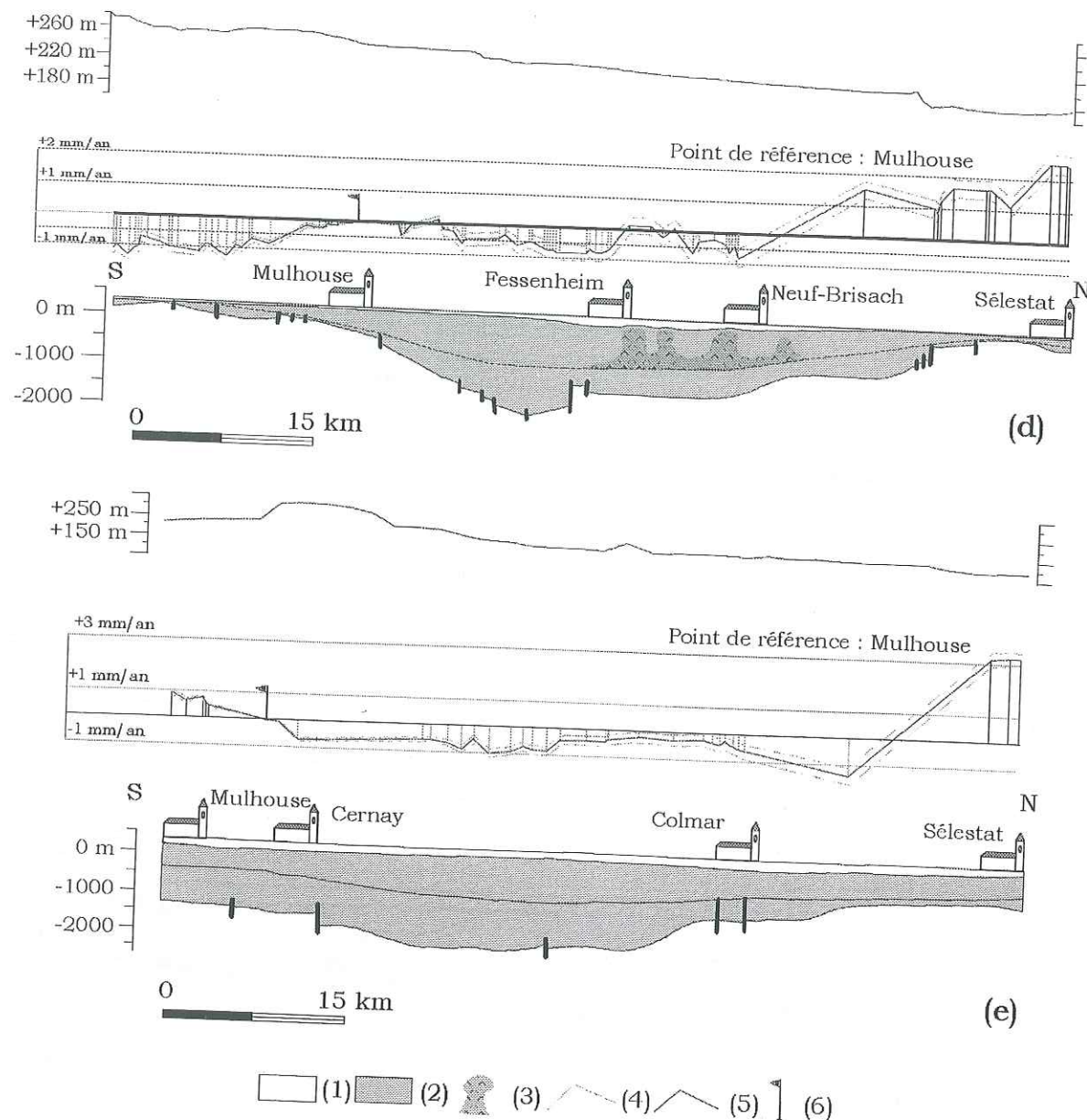


Figure II-10 Projection des vitesses de déplacement vertical sur les coupes transversales [(a) à (e)] et longitudinales [(d) et (e)] au sud du fossé rhénan. (1), quaternaire ; (2), Oligocène ; (3), diapir de sel ; (4), vitesse de déplacement vertical à 95% de confiance ; (5), vitesse de déplacement vertical ; (6), point de référence. Les données des coupes géologiques ont été reprises de Sittler (1967) et des cartes du "service géologique régional Alsace (1979)".

## 2.7.6.2. Présentation des résultats sur carte

Pour avoir une idée générale des déplacements verticaux, nous présentons le résultat de comparaison de nivellement en carte. Deux formes de représentation sont possibles : soit en vue perspective, soit en carte.

*Vue perspective et représentation en bâtonnets* : Il s'agit de bâtonnets de longueur proportionnelle aux taux de déplacement. Sur cette carte, les vitesses de déplacement positif sont représentées par des bâtonnets, situés au-dessus des profils de nivellement alors que les mouvements négatifs sont représentés par des barres, situées au-dessous des profils. La présentation en profil par des bâtonnets permet de faire apparaître les grandes tendances, ainsi que certains mouvements localisés (par exemple par le soulèvement de diapir) et les basculements régionaux. Les bâtonnets sont placés sur une vue perspective de la région étudiée. Il est possible de choisir la direction et l'angle de plongement de la vue (Figure II-11).

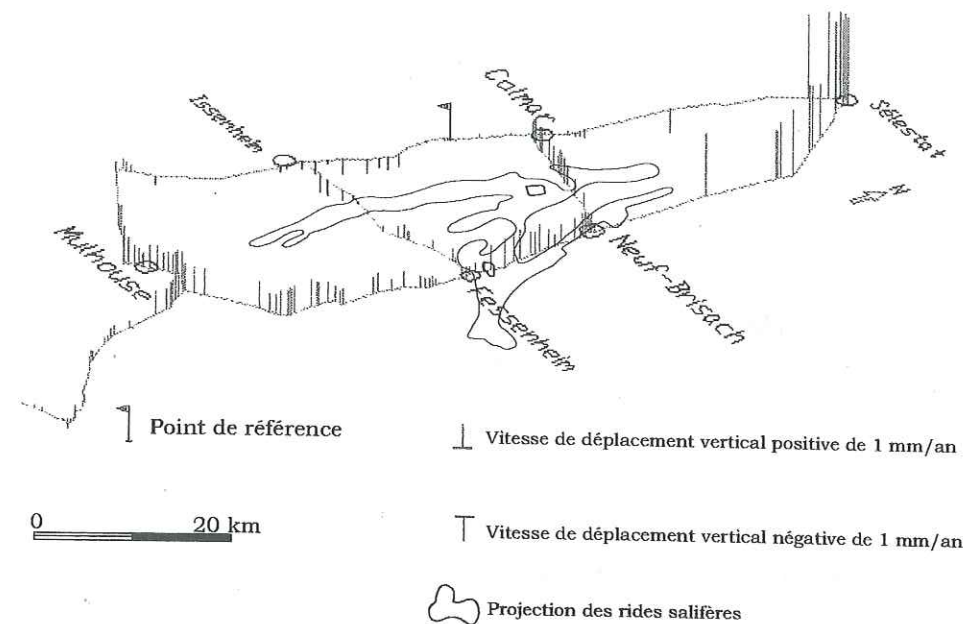


Figure II-11 Vitesses de déplacement vertical par rapport à un point de référence situé au sud de Colmar, représentées sur le réseau de nivellement vu en perspective.

*Carte en point* : Il s'agit d'une carte en projection plane avec des points dont la couleur représente une classe de vitesse de mouvement. Ces déplacements sont, comme toujours, exprimés par rapport au point de référence. Ce type de présentation permet d'avoir un regard sur l'ensemble des mouvements verticaux de l'ensemble de la région d'étude (Figure II-12).



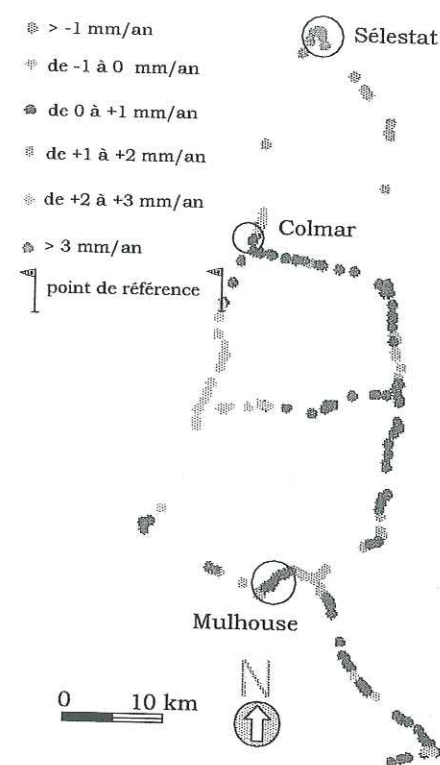


Figure II-12 Vitesses des déplacements verticaux par rapport au point de référence au sud de Colmar. Les vitesses sont regroupées en classes de 1 mm/an, représentées par un code de couleurs.

### 2.7.7. Discussion

Les résultats tirés de la comparaison de nivellements sont présentés sur les Figure II-10 à Figure II-12. Ils montrent la présence de vitesses de déplacement vertical non négligeables entre les différentes parties du secteur étudié. En considérant un point fixe au sud de Colmar, apparaît un soulèvement d'ensemble de la partie Est de la zone étudiée, par rapport à sa partie Ouest (bordure Ouest du fossé). Ces mouvements différentiels sont nets lorsque l'on compare le profil Mulhouse-Sélestat (profil Est) au profil Cernay-Sélestat (profil Ouest, Figure II-11). Le différentiel est en moyenne de 1,5 mm/an [Liaghat *et al.*, 1998-a]. L'étude montre un soulèvement actif au Nord de la région étudiée (région de Sélestat) supérieur à 2 mm/an et de 1 mm/an autour de Mulhouse. Rappelons que ces différentes vitesses sont relatives au point de référence choisi (au sud de Colmar), et ne sont donc pas des vitesses absolues. Ces mouvements sont confirmés par la projection des mouvements verticaux le long des coupes (c) à (e) sur la Figure II-10.

La comparaison des coupes de nivellement et des profils topographiques correspondants établissent que le déplacement vertical n'est pas corrélé avec la topographie.

Compte tenu de l'histoire et du contexte géologiques, deux types de causes locales ou régionales peuvent être évoquées pour expliquer les mouvements mesurés.

#### 2.7.7.1. Causes locales

Pour les causes locales, nous avons envisagé les trois phénomènes suivants : tassement minier, compaction des terrains superficiels et soulèvement diapirique.

*Tassements miniers* : une attention toute particulière a été portée aux points situés dans la zone d'exploitation de la potasse et au secteur minier au NW de Mulhouse (Figure II-3). L'absence de fortes subsidences dans ce secteur permet de conclure que les effondrements miniers ne provoquent que des changements très locaux.

*Compaction des sédiments quaternaires* : deux cartes d'isohypses de la base des alluvions sont présentées sur les cartes géologiques de Mulhouse et de Neuf-Brisach (Figure II-13). La superposition de ces cartes sur la carte des vitesses de déplacements verticaux permet de présenter les cinq profils de la Figure II-14. Ces profils montrent l'épaisseur d'alluvions sous les points du profil de nivellement.

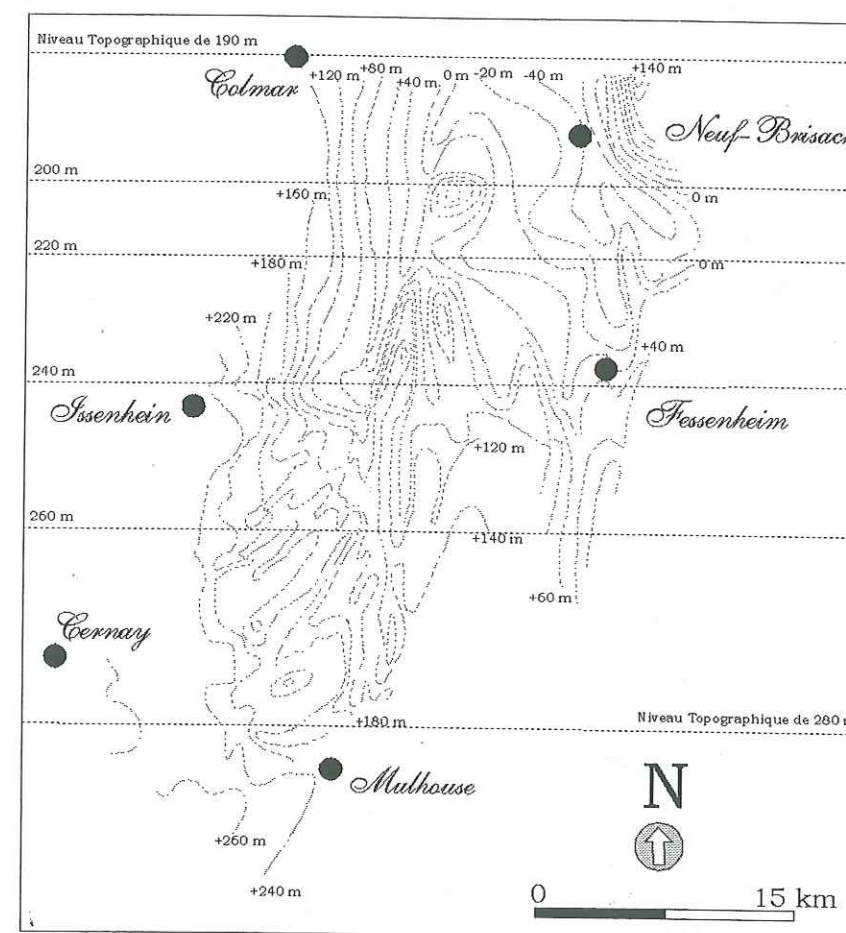


Figure II-13 Carte isohypse de la base des alluvions du bassin de Mulhouse, entre la ville de Colmar et Mulhouse. Cette carte a été tirée des cartes géologiques de Mulhouse et de Neuf-Brisach [Hudeley *et al.*, 1976 ; Blanalt *et al.*, 1977].



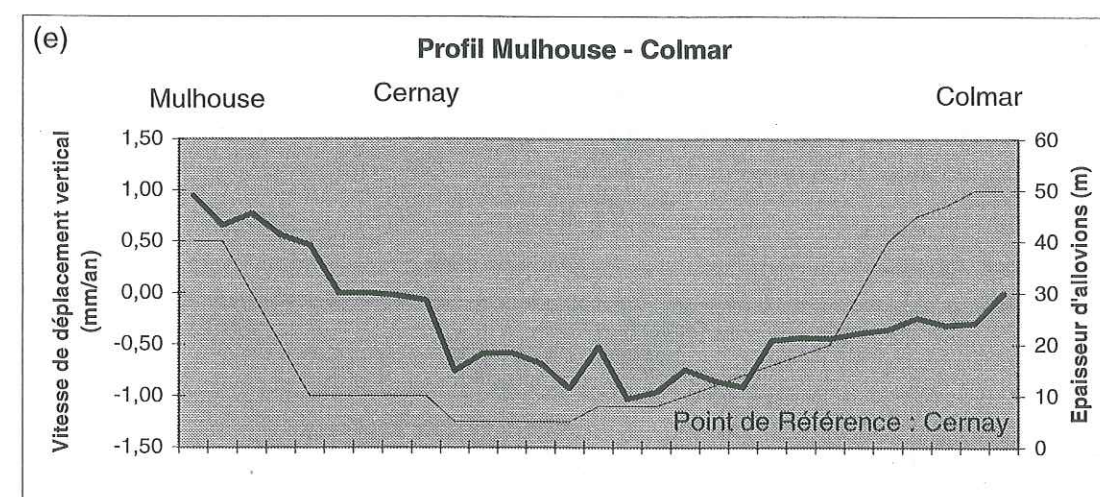
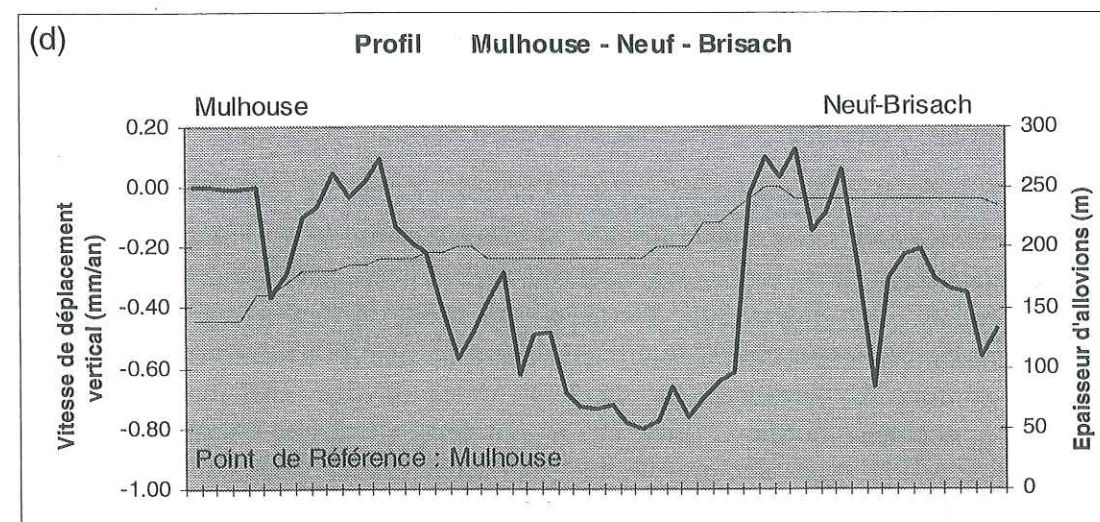
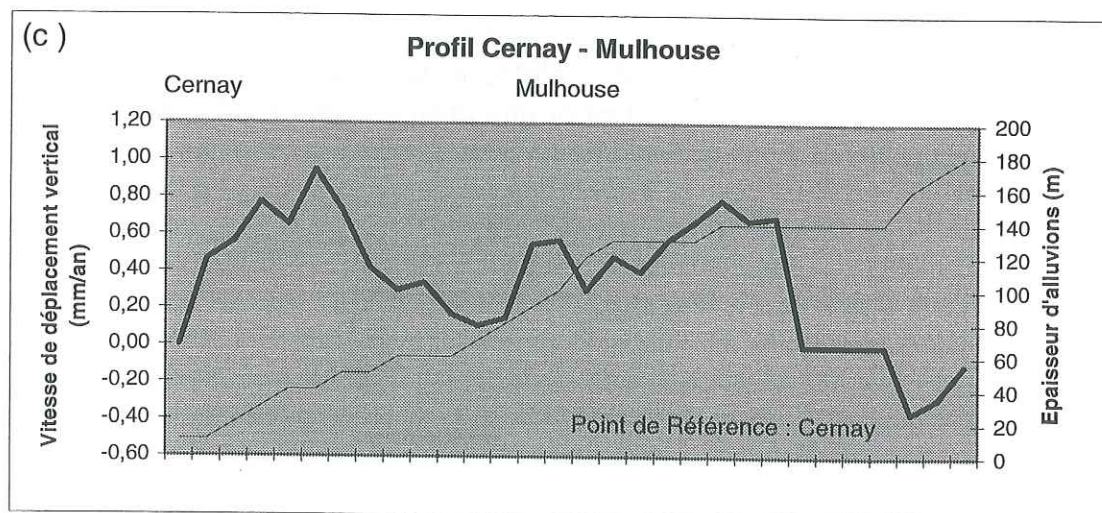
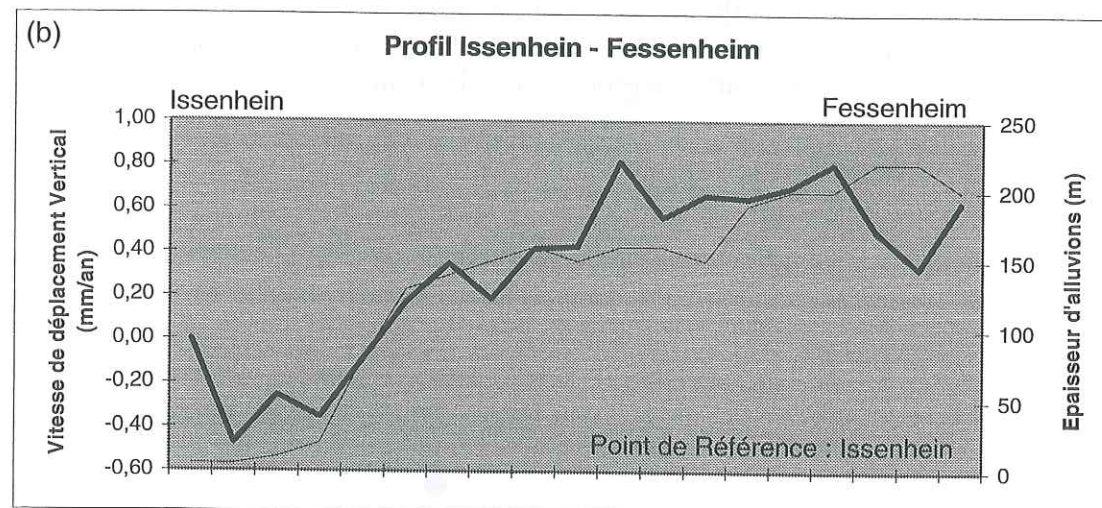
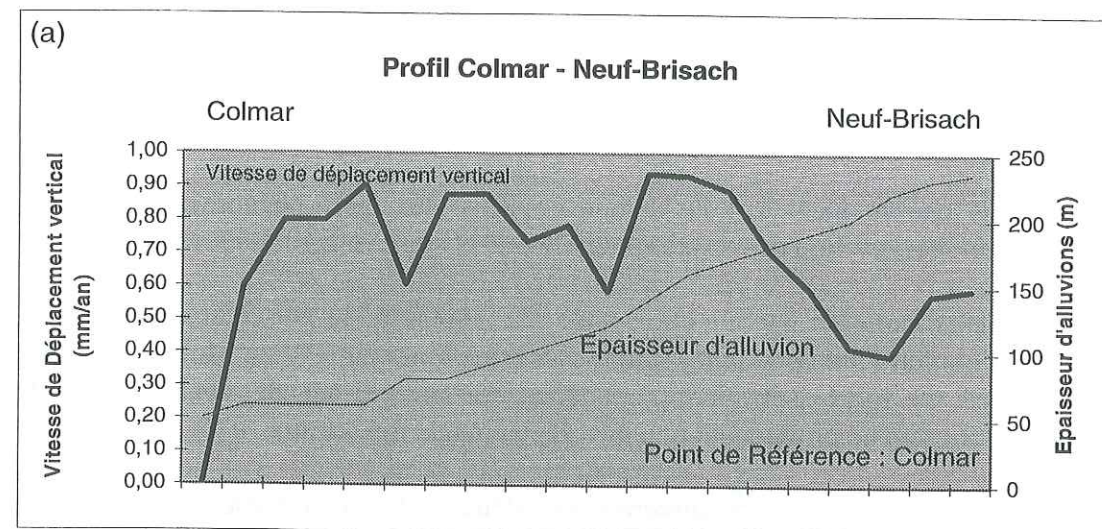


Figure II-14 Comparaison entre la vitesse de déplacement vertical des points de nivellement et l'épaisseur d'alluvions sous les trois profils transversaux et deux profils longitudinaux.

Les profils de la Figure II-14 montrent qu'il n'existe généralement pas de liaison systématique entre l'épaisseur d'alluvions et la vitesse de déplacement vertical dans cette partie du fossé d'Alsace. Nous en concluons que le rôle de la compaction des terrains quaternaires n'est pas de premier ordre dans les mouvements verticaux du fossé d'Alsace.

**Soulèvement diapirique :** L'impact de l'activité diapirique sur les mouvements verticaux est particulièrement visible sur les profils recoupant les rides salifères obliques (Figure II-3 ; Figure II-11). Par comparaison, la ride salifère longitudinale ne montre pas une activité aussi forte au niveau des profils qui la recoupent (Figure II-10-a et Figure II-10-b ; Figure II-11). Cependant, un mouvement différentiel de 0,5 mm/an entre le bassin de l'III et la zone située juste à l'Est pourrait correspondre à une activité, plus modeste, de la ride longitudinale (Figure II-10-a et Figure II-10-b).

Pour comprendre cette différence de comportement entre les rides salifères, nous prenons en compte l'effet du champ de contrainte actuel. Celui-ci est marqué par une compression régionale N140°E (Larroque & Ansart, 1985 ; Bergerat, 1987 ; Villemin, 1986 et Figure II-6). Or la ride diapirique orientée NW-SE semble préférentiellement



active. Puisqu'il s'agit d'une ride parallèle à l'axe de la contrainte principale maximale connu dans la région, son ouverture et la montée de sel sont facilités par le champ de contrainte régional. Par contre l'orientation N-S de la ride axiale est moins favorable à une ouverture permettant la remontée de sel [Liaghat *et al.*, 1998-a].

#### 2.7.7.2. Causes régionales

Parmi les causes plus régionales pouvant être à l'origine de mouvements de moyennes et grandes longueurs d'onde, il est possible d'envisager l'activation de failles sous l'effet du champ de contrainte actuel. Celui-ci est de nature à réactiver d'anciennes discontinuités comme les accidents bordiers du fossé et les anciennes structures hercyniennes. Les accidents bordiers (Illies, 1975) sont des systèmes de failles normales de direction moyenne N10°E. Les structures héritées de l'orogénèse varisque (Eisbacher *et al.*, 1989) sont connues comme étant à la fois de grands décrochements N20°E (décrochement de Ste Marie aux Mines, Figure II-15) et d'anciens chevauchements (par exemple Suture Lalaye-Lubine - Baden-Baden, Figure II-5 et Figure II-15). La présence d'anciens chevauchements dans la croûte est souvent soulignée par les bassins permo-carbonifères (Figure II-15). Il est en effet maintenant largement admis que ces bassins résultent de l'inversion tectonique des chevauchements N45°E (direction dite 'varisque') lors de l'effondrement gravitaire de l'orogène (Eisbacher *et al.*, 1989 ; Burg *et al.*, 1994).

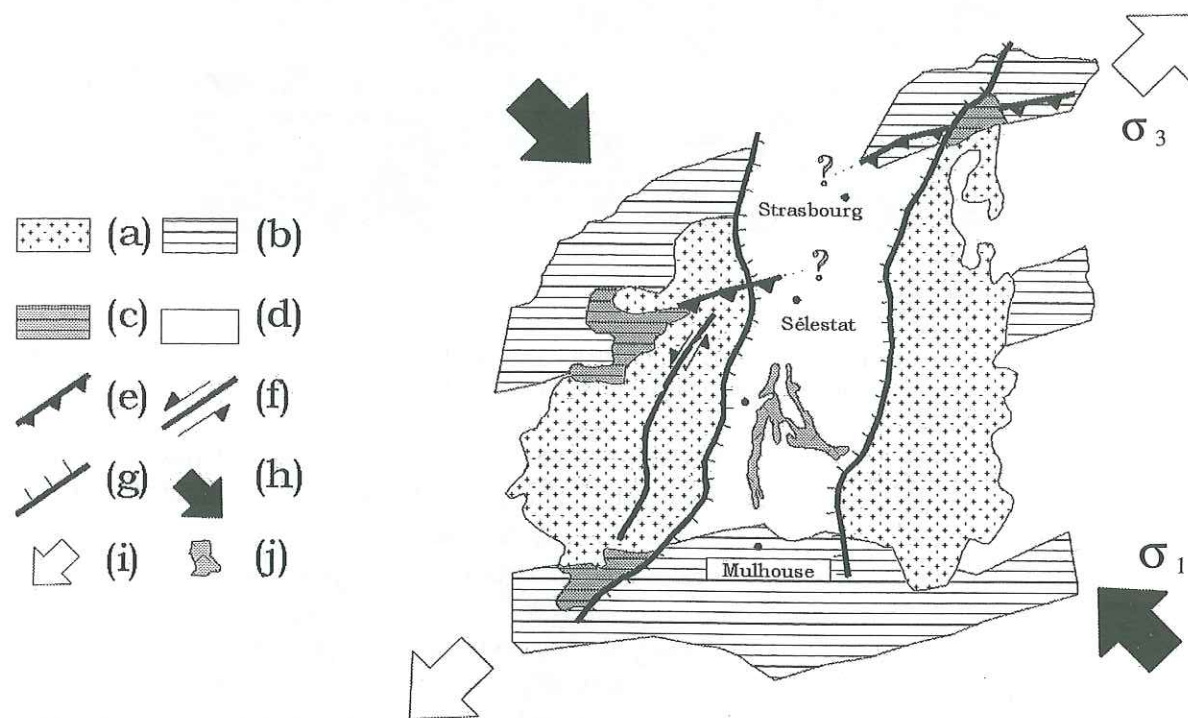


Figure II-15 Structures majeures et champ de contrainte actuel.

(a), socle hercynien des Vosges et de la Forêt-Noire ; (b), bassins permo-carbonifères sous couverture ; (c), bassins permo-carbonifères affleurants ; (d), dépôts quaternaires du fossé rhénan ; (e), suture Lalaye-Lubine - Baden-Baden ; (f), décrochement de Sainte-Marie-aux-Mines ; (g), faille normale bordière ; (h), direction de la contrainte principale maximale ; (i), direction de la contrainte principale minimale ; (j), rides salifères.

Comme le montrent les études des mécanismes au foyer des séismes (Bonjer *et al.*, 1984, Figure II-16), les failles subméridiennes (failles normales bordières et anciens décrochements du socle varisque) sont généralement réactivées en décrochements sénestres

et ne peuvent donc pas être la cause de mouvements verticaux significatifs. Par contre, les forts soulèvements observés au Nord de la région étudiée (Figure II-11) sont justement situés à l'aplomb du prolongement dans la croûte de la suture Lalaye-Lubine - Baden-Baden (Figure II-15). Celle-ci pourrait donc fonctionner actuellement comme une rampe crustale aveugle et serait réactivée sans pour autant entraîner d'activité sismique. Un phénomène similaire a déjà été observé au NW du front subalpin par Jouanne *et al.* (1995) où la réactivation de rampes crustales ne s'accompagne pas d'une sismicité permanente. Un phénomène de même nature peut également être évoqué pour expliquer le soulèvement de la région de Mulhouse. Dans ce deuxième cas, la réactivation de chevauchements a déjà été proposée par Meyer *et al.* (1994) pour expliquer l'origine du séisme de Bâle de 1356.

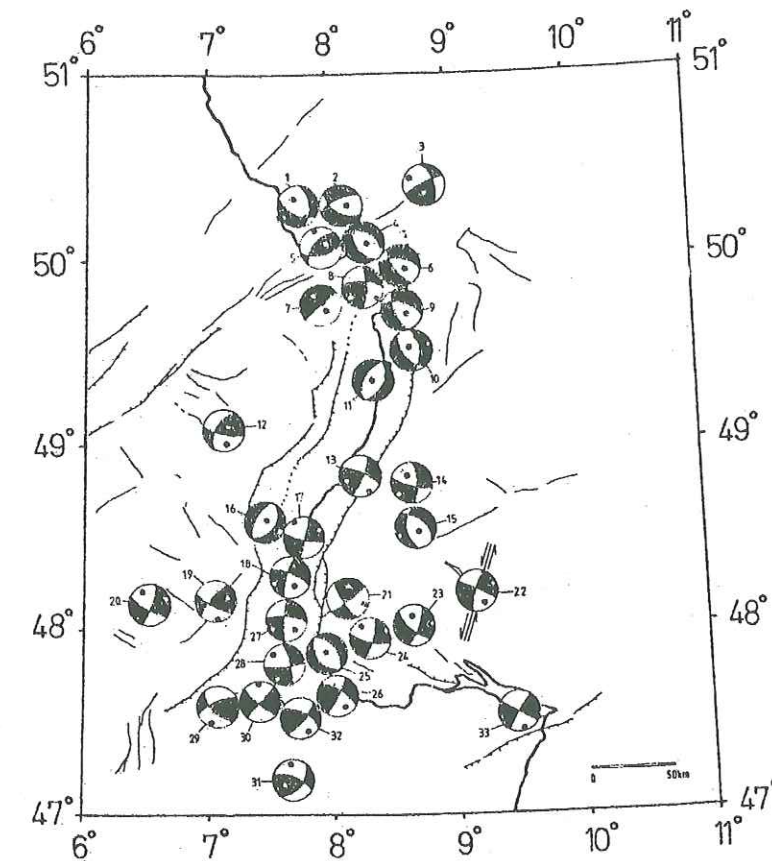


Figure II-16 Mécanismes aux foyers des séismes du fossé rhénan d'après Bonjer *et al.* (1984).

Quadrants noirs, compression ; quadrants blancs, dilatation ; points noirs, P-axes ; points blancs, T-axes.

Notre étude des mouvements verticaux montre donc l'existence de surrection à l'aplomb d'accidents hercyniens d'orientation N50°E.

## 2.8. Réseau hydrographique de la région

L'analyse du réseau hydrographique actuel permet la reconnaissance des déformations de la surface. Nous l'avons étudié afin de trouver les indices géomorphologiques qui confirment les résultats obtenus à partir de la comparaison de nivellements.



Dans le fossé rhénan, compte tenu du faible nombre de cours d'eau et de l'existence de lithologies différentes, un lien entre l'activité tectonique et les changements de direction d'écoulement n'est pas facile à mettre en évidence.

Au Sud du fossé d'Alsace, quatre cartes géologiques courent notre réseau de nivellement. Ce sont les cartes de Mulhouse [Hudeley *et al.*, 1976], de Neuf-Brisach [Blanalt *et al.*, 1977], de Colmar [Blanalt *et al.*, 1972] et de Sélestat [Blanalt *et al.*, 1970] au 1/50000. Dans cette partie du travail, nous avons extrait les cours d'eau de ces quatre coupures et effectué une digitalisation et une vectorisation automatique des réseaux hydrographiques.

La direction générale des rivières est soit N-S, parallèle à l'axe du fossé dans le fossé lui-même, soit E-W en entrant dans le fossé (Figure II-17). Les deux grandes rivières de la région (Rhin et Ill) s'écoulent subparallèlement sur une distance plus de 140 km (Figure II-2). Il n'existe pas de drainage entre les deux cours d'eau dans cette partie du fossé. Cette zone sans drainage, correspond à celle des diapirs de sel (Figure II-17). Il semble donc que la surrection de la ride diapirique empêche la connexion de l'Ill et du Rhin. Dès Colmar vers le Nord, où il n'existe plus de diapir de sel, l'Ill se rapproche progressivement du Rhin.

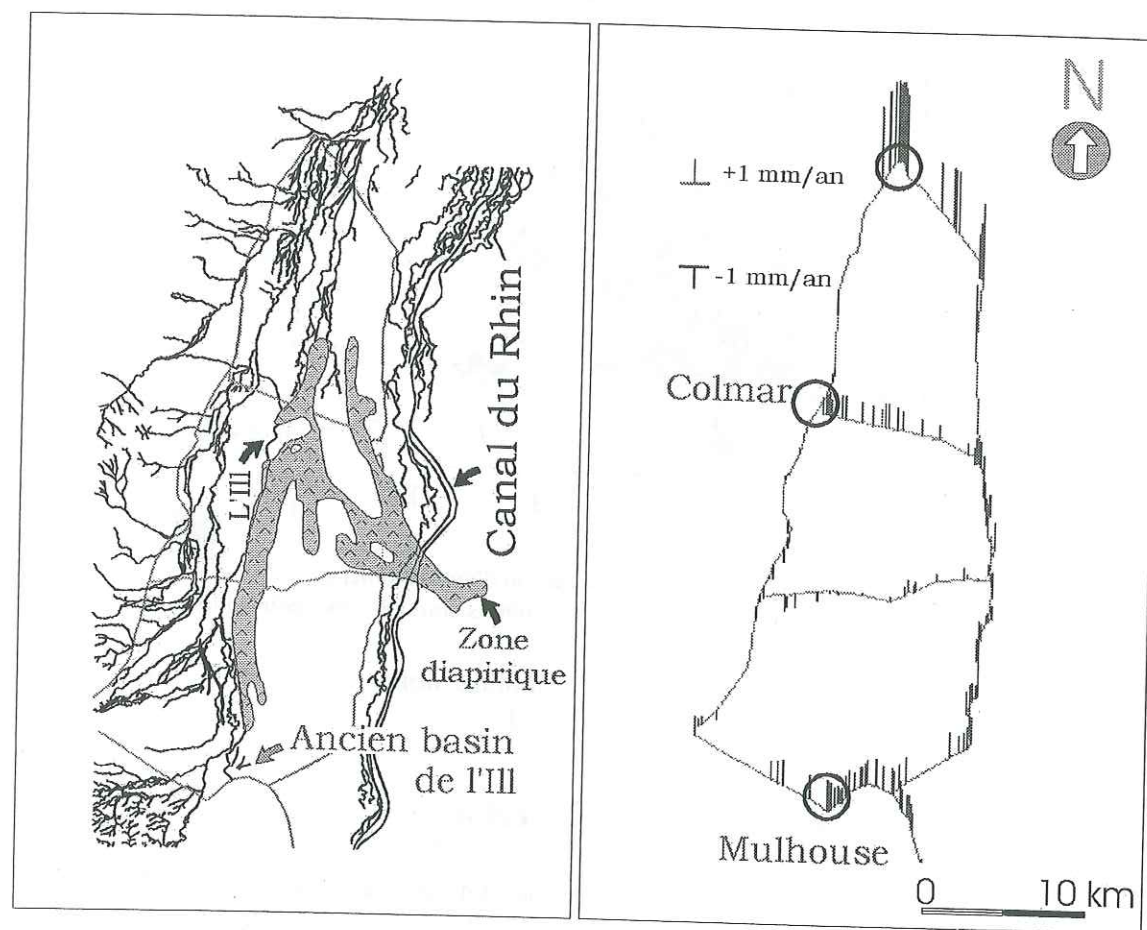


Figure II-17 Réseaux hydrographiques et vitesses de déplacement vertical. La projection en surface du diapir de sel est également représentée.

Au NE de Sélestat, l'Ill et les petites rivières passent d'une direction uniforme S-N à WSW-ENE sur une distance de 3 km, puis reprennent ensuite une direction uniforme S-N (Figure II-17). Ce changement de direction pourrait correspondre à un accident transversal qui traverse cette zone (Figure II-4). Il existe le même changement de direction d'écoulement à l'Est de Colmar (de S-N à SW-NE). Celui-ci pourrait être également le résultat du passage d'une faille.

Au nord du Horst de Mulhouse, plusieurs cours d'eau abandonnés par l'Ill montrent le déplacement progressif de l'Ill vers le NNW (Figure II-17). Ce déplacement pourrait être induit par la surrection du Horst de Mulhouse, confirmant ainsi les résultats de la comparaison de nivellements (Figure II-10 à Figure II-12).

Il ressort ainsi que les anomalies du réseau hydrographique dans cette partie du fossé, coïncident avec nos résultats de la comparaison de nivellements.

## 2.9. Conclusions

Notre étude de la déformation actuelle de la partie sud du fossé rhénan par comparaison de nivellements révèle des déplacements verticaux relatifs actifs de la surface de cet ancien rift. Les vitesses moyennes de mouvement vertical estimées font apparaître une activité différentielle : le Nord (région de Sélestat) et le Sud (région de Mulhouse) de la zone étudiée sont en soulèvement relatif, à une vitesse supérieure à 1 mm/an par rapport à un point de référence situé dans le fossé, au sud de Colmar. Une activité ascensionnelle des rides salifères orientées NW-SE à la vitesse de 1 mm/an est également mise en évidence. Ces deux types de mouvement peuvent être expliqués par l'action du champ de contrainte actuel, qui réactiverait en profondeur d'anciens chevauchements hercyniens et favoriserait l'ascension des rides salifères perpendiculaires à la contrainte principale minimale connue dans la région. Une étude des anomalies des réseaux hydrographiques dans la même zone d'étude confirme ces résultats.



*Chapitre III Diapirisme salifère  
actuel dans la région de Bandar  
Abbas (SE du Zagros, Iran)*



### 3.1. Physiographie générale

L'Iran, qui couvre une superficie de 1648000 km<sup>2</sup>, est un pays d'altitude moyenne relativement élevée (au-dessus de 1000 m), situé entre deux dépressions, la mer Caspienne au Nord et le golfe Persique au Sud (Figure III-1). Le centre du pays est un plateau désertique bordé par de hautes chaînes de montagnes. Au Nord, les monts Alborz, dont le plus haut sommet atteint 5671 m, forment une barrière entre le plateau central et les plaines fertiles de la côte de la mer Caspienne. Au sud, s'élèvent les monts Zagros (Figure III-1), dont certains sommets dépassent également 4000 mètres.

Température et précipitations jouant un rôle fondamental sur le contrôle de la tectonique salifère, nous rappelons ci-dessous les conditions de surface dans notre région d'étude, le Zagros en général et la région de Bandar Abbas en particulier.



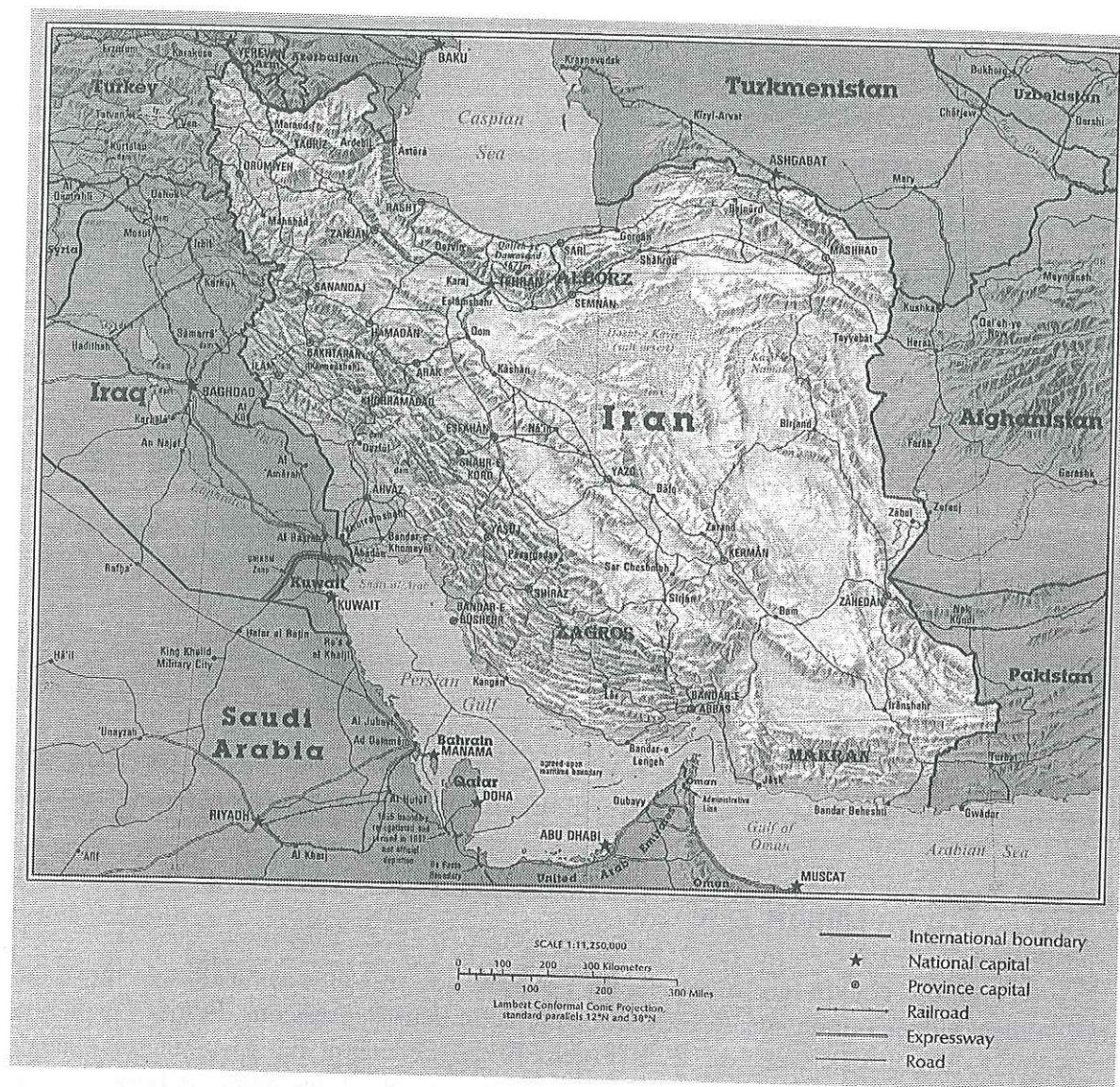


Figure III-1 Carte géographique de l'Iran.  
Les grandes régions sont les chaînes du Zagros et d'Alborz, le désert central et le Makran.

L'Iran est caractérisé par de très grands écarts de température entre les saisons et entre le Nord et le Sud du pays. Sur les plateaux et dans les plaines les températures grimpent dès le printemps pour atteindre 45°C ou 50°C en été (en particulier au bord du golfe Persique et dans le désert du centre). En général, la température moyenne est de 10°C à 15°C dans le Zagros central, de 5°C à 15°C au Nord de la chaîne et de plus de 25°C au bord du golfe Persique.

Les précipitations annuelles en Iran sont très variables selon les régions. Elles sont de 100 à 300 mm/an au bord du golfe Persique, de 500 à 700 mm/an dans le Zagros central, de 800 à 1200 mm/an au bord de la mer Caspienne. Le Tableau III-1 et le Tableau III-2 montrent les moyennes mensuelles des températures et précipitations au cours d'une période de 29 ans dans la région de Bandar Abbas, en bordure du détroit d'Oman.

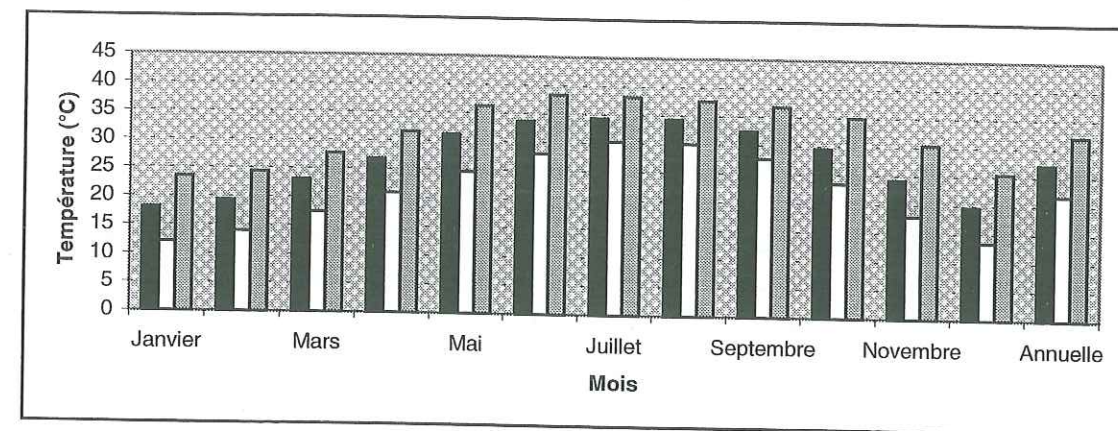


Tableau III-1 Températures mensuelles moyennes (colonnes noires), minimales (colonnes blanches) et maximales (colonnes grises) relevées au cours d'une période de 29 ans (1961-1990) dans la région de Bandar Abbas d'après le rapport du "Service météorologique d'Iran (1994)".  
Pendant une moitié de l'année, la température dépasse 25°C.

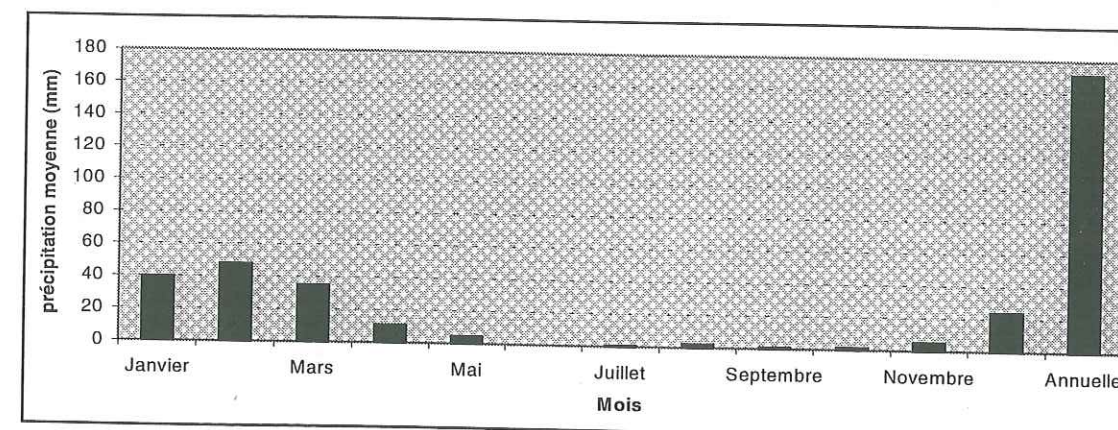


Tableau III-2 Précipitations mensuelles moyennes dans la région de Bandar Abbas mesurées pendant la période 1961-1990 (29 ans), d'après le rapport du "Service météorologique d'Iran (1994)".  
Il ne pleut quasiment pas en été et la précipitation annuelle ne dépasse pas 180 mm.

Autour du golfe Persique, les températures sont élevées et l'air sec a une salinité très forte. Le climat est encore plus sec du côté arabe où aucune précipitation ne survient parfois pendant plusieurs années. L'extrême aridité, les hautes températures, et la présence d'îles de sel sont responsables de la salinité élevée du détroit d'Oman et du golfe Persique.

Le golfe Persique, qui borde au Sud le Zagros, a une profondeur moyenne de 35 m et une profondeur maximale de 192 m.

### 3.2. Aperçu général sur la géologie du Zagros

Dans les paragraphes qui suivent nous tentons de faire le point sur la géologie et la tectonique du Zagros et plus particulièrement de la région de Bandar Abbas où sont présents de nombreux diapirs salifères.



### 3.2.1. Stratigraphie et paléogéographie

Le Zagros, de direction générale NW-SE, est une chaîne de montagnes située au milieu de l'ensemble Alpes-Himalaya. Il est limité au NW par la faille Anatolienne (en Turquie) et au SE par la faille dextre de Minab (Adamia *et al.*, 1980, Figure III-2 ; Iranpanah, 1988). Le Zagros s'étend entre la plate-forme arabe au SW et le plateau de l'Iran central au NE. Le long de cette chaîne de montagne, d'une longueur de 1400 km et d'une largeur de 300 à 400 km, culminent des sommets de haute altitude (Zard Kuh à 4225 m et Déna à 4409 m, Figure III-2).

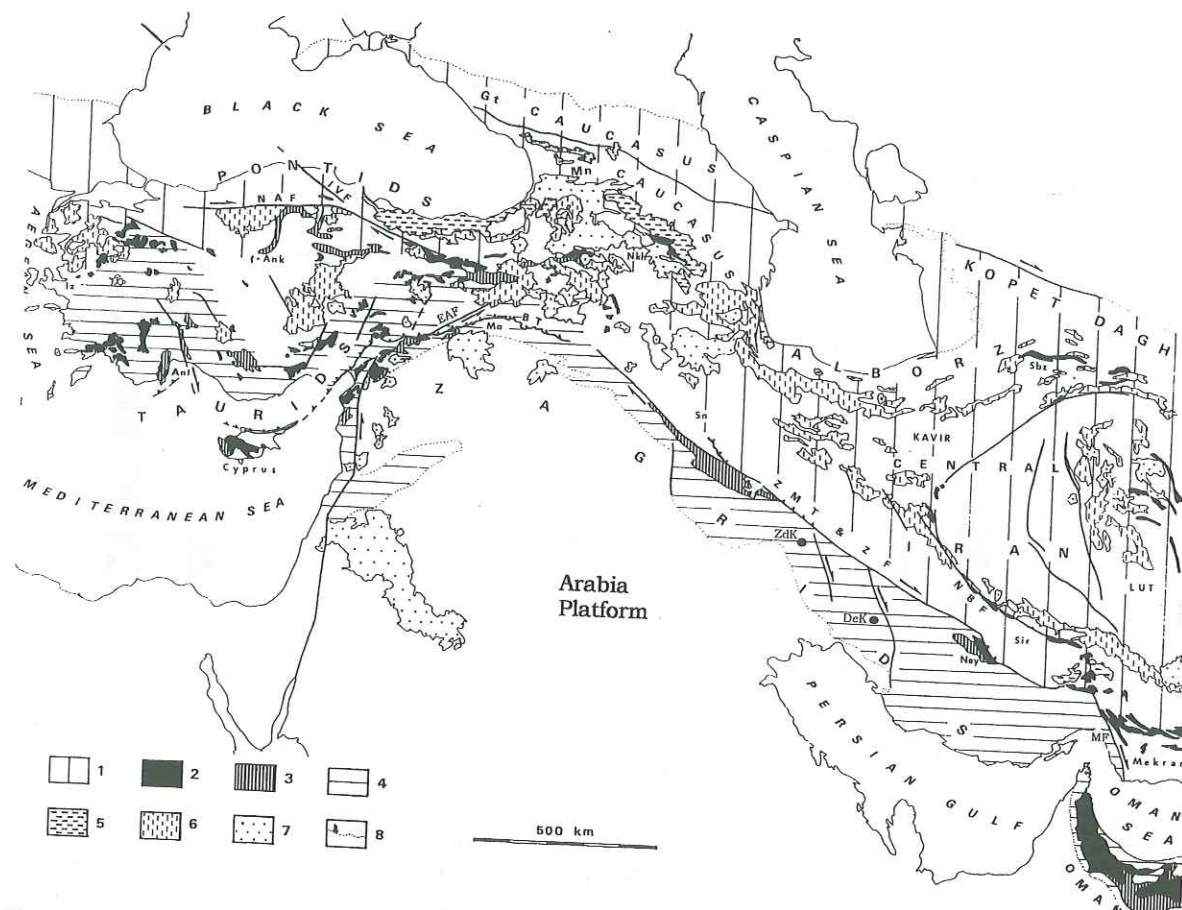


Figure III-2 Partie centrale de la chaîne Alpes-Himalaya [Adamia *et al.*, 1980].  
1, secteur alpin eurasiatique (mésozoïque) ; 2, ophiolite ; 3, mélange d'ophiolite et de radiolarite ; 4, secteur alpin d'Arabie ; 5, volcanisme mésozoïque ; 6, volcanisme tertiaire ; 7, volcanisme quaternaire ; 8, limite de la déformation alpine ; BT, chevauchement de Bitlis ; EAF, faille Anatolienne ; IVF, faille Inebolu-Varto ; NAF, faille nord d'Anatolienne ; ZF, faille du Zagros ; ZMT (Zagros Main Thrust), chevauchement majeur du Zagros ; MF, faille de Minab ; Ank, Ankara ; Iz, Izmir ; Ma, Maden ; Ney, Neyriz ; Nkh, Nakhichevan ; Sbz, Sabzevar ; Sir, Sirjan ; Sn, Sanandaj ; Zdk, Zard Kuh ; Dek, Déna.

En raison de l'absence d'affleurement de socle dans le Zagros plissé, les seules informations sur ce dernier proviennent de blocs arrachés et inclus dans les diapirs salifères [Colman-Sadd, 1978]. Ce sont des blocs de granite amphibolitique, de gabbro amphibolitique, de basalte, de gneiss et de micaschiste du Protérozoïque [Gansser, 1960 ; Falcon, 1967 ; Kent, 1970 ; Purser, 1973 ; Berberian & King, 1981]. Ce socle métamorphique est recouvert d'une épaisse couche de sel appelée "série évaporitique de Hormuz" d'âge Cambrien-Ordovicien [Ahmadzadeh Haravi *et al.*, 1990]. Cette série

évaporitique a traversé les couches sédimentaires sus-jacentes. Elle est présente en surface en de nombreux points. La répartition des affleurements montre que les évaporites seront déposées au Sud et Sud-Est du Zagros, dans trois secteurs [Stöcklin, 1968-b, Figure III-3]. Il n'y a pas d'affleurement de sel de Hormuz au NE du chevauchement majeur du Zagros (ZMF, Figure III-3). Ceci peut s'expliquer en considérant que la zone faillée du Zagros est la limite d'un ancien rift du Précambrien, avec absence de sédimentation de sel à son NE [Falcon, 1969 ; Stöcklin, 1974]. L'absence de diapirs salifères dans la région du Makran, à l'Est de la faille de Minab (MF, Figure III-3) et dans les régions de Khuzestan et de Lorestan à l'Ouest de la faille de Kazerun (KF, Figure III-3) serait, quand à elle, due à ces deux failles qui auraient constitué les limites Est et Ouest du bassin évaporitique de Hormuz.

D'après Berberian et King (1981), un volcanisme alcalin est associé au dépôt de sel pendant le Cambrien inférieur, comme le suggère l'association d'évaporites et de roches volcaniques dans les affleurements de la série de Hormuz.

Des conditions de plate-forme ont dominé au Zagros depuis le Précambrien jusqu'au Trias supérieur [Stöcklin, 1968-a]. Le Cambrien débute par des grès rouges et des schistes argileux alternants avec des dolomites et se poursuit par des dépôts de shales, de calcaires de dolomites et d'évaporites. L'Ordovicien et le Silurien sont représentés par des grès et des shales. Le Dévonien est inconnu soit par non-dépôt soit à la suite d'une érosion, les grès attribués au Carbonifère supérieur reposent en effet sur le Silurien érodé. Il n'y a pas trace de plissement au cours du Paléozoïque.

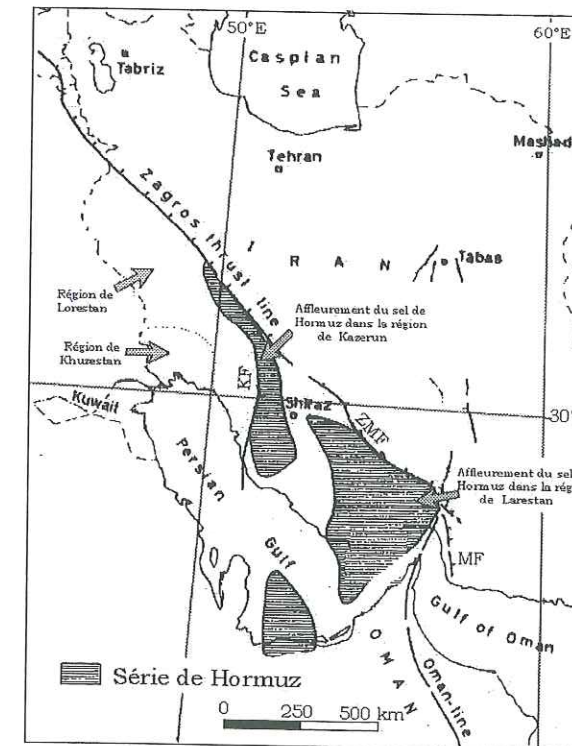


Figure III-3 Répartition de la série évaporitique de Hormuz dans le Zagros et dans le golfe Persique [Stöcklin, 1968-b ; modifiée].  
ZMF (Zagros Main Thrust), Chevauchement majeur de Zagros ; KF, faille de Kazerun ; MF, faille de Minab.



Du Permien au Crétacé supérieur, les roches sédimentaires sont des carbonates et des schistes argileux atteignant 3000 à 4000 m d'épaisseur. Au Trias inférieur, la partie NE du Zagros passe d'un environnement marin à un environnement continental. Dans la partie SW, il subsiste un milieu marin peu profond. Au Jurassique supérieur, des radiolarites, des calcaires pélagiques, des matériaux volcaniques et volcanoclastiques se déposent dans le bassin océanique. Le Jurassique est par différence, marqué à l'Ouest par l'intercalation de plusieurs niveaux évaporitiques et à l'Est par des niveaux calcaires et dolomitiques. L'opposition entre l'Est et l'Ouest du Zagros persiste pendant tout le Crétacé inférieur et moyen, jusqu'à l'importante lacune post-cénomano-turonienne, qui n'épargne que les parties internes du domaine sédimentaire. Cette lacune persiste, par endroits, jusqu'au Maestrichtien.

Les formations du Crétacé supérieur à l'Oligocène sont constituées de carbonates et de schistes argileux, d'anhydrite, de gypse et de grès atteignant 6000 à 7000 m d'épaisseur. A partir de cette époque, une nouvelle paléogéographie s'installe obéissant à une direction alpine. Entre le Sénonien et le Miocène, une régression progressive affecte la partie frontale du système. A la suite de la tectonique éocène-oligocène, le tracé des sillons et des rides se modifie, en se déplaçant vers l'extérieur de la chaîne. Dans le nouveau sillon bordier, se produit une transgression marine en provenance du SE avec dépôt d'une séquence de schistes, de marnes, d'anhydrite, de grès et d'argiles deltaïques au Miocène. Le Pliocène supérieur est caractérisé par le dépôt d'un conglomérat continental. Entre le Pliocène et le Pléistocène un changement brutal intervient, marqué par une discordance angulaire [Kashfi, 1976 ; Ricou *et al.*, 1977 ; Colman-Sadd, 1978].

### 3.2.2. Répartition des diapirs salifères

Plus de 270 diapirs salifères sont connus en Iran, la plupart près du golfe Persique. Au Nord de l'Iran, dans la région de Sémnan (Figure III-1), 50 affleurements de sel sont groupés dans le désert de Dacht-e Kavir. Au centre, dans la région de Yazd (Figure III-1) une petite zone diapirique est présente. Au sud, 200 diapirs affleurent, 115 dans le Zagros (Figure III-4) et le reste dans le golfe Persique sous forme d'îles.

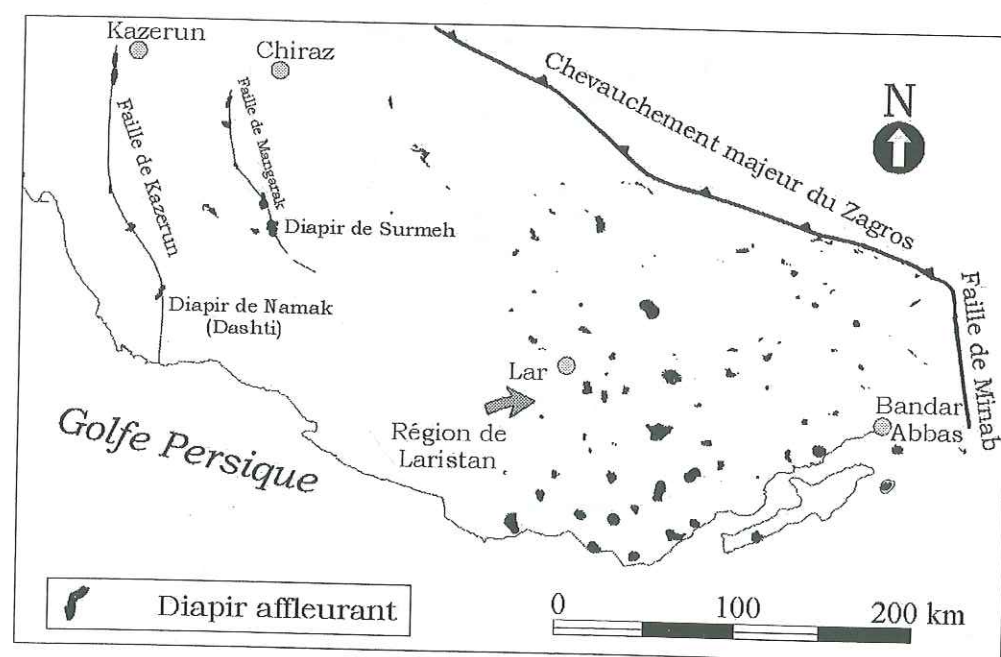


Figure III-4 Carte des affleurements de diapirs de la série de Hormuz au Zagros.

### 3.2.2.1. Historique des études réalisées sur les diapirs salifères

C'est Blandford, lors de son voyage en Iran en 1872, qui donne pour la première fois le nom de *Hormuz* aux formations évaporitiques du Zagros et du golfe Persique [Ala, 1974 ; Fürst, 1990 ; Edgell, 1991]. Ce nom vient de celui d'une île de sel située au SSE de Bandar Abbas (Figure III-5). En 1908, Pilgram décrit précisément la lithologie des évaporites de Hormuz. Par la suite, elles sont étudiées de 1914 à 1920 par les géologues de la compagnie Persia (secteur iranien de *British Petroleum*). Les études sont essentiellement descriptives et portent sur l'âge de la série. Puis Harison (1930) réalise une étude sur 31 diapirs du Zagros. Ses deux plus importants résultats sont la mise en évidence de l'influence des failles de socle sur la montée des diapirs et la preuve de l'affleurement en milieu marin d'un diapir dès le Miocène. L'étude géologique réalisée par Schroeder (1944) sur l'île de Larak (au sud de Bandar Abbas ; Figure III-5) montre que le diapir de cette île a atteint la surface avant la sédimentation du Fars Group (Mio-Pliocène). Les conclusions de Wolf (1959), Kent (1958), Gansser (1960) sur l'âge des affleurements de Hormuz confirment aussi ces résultats. Suite à ces travaux, Player (1965, 1969) étudie quelques diapirs du Zagros en détail. Il rapporte que la présence de fragments de la série de Hormuz dans les formations du Miocène témoigne de la remontée du sel en fond de mer dès cette époque. Depuis 1969, de nombreuses recherches sur l'origine, la forme, la composition géochimique, le type de mouvement, la vitesse de déplacement et autres caractéristiques physiques et mécaniques des diapirs en Iran et au Zagros sont poursuivies : Stöcklin (1968-b) ; Ala (1974, 1990) ; Kent (1979) ; Talbot (1981, 1992) ; Davoudzadeh (1990) ; Fürst (1990) ; Jackson *et al.* (1990) ; Gansser (1992) ; Talbot & Alavi (1996)...

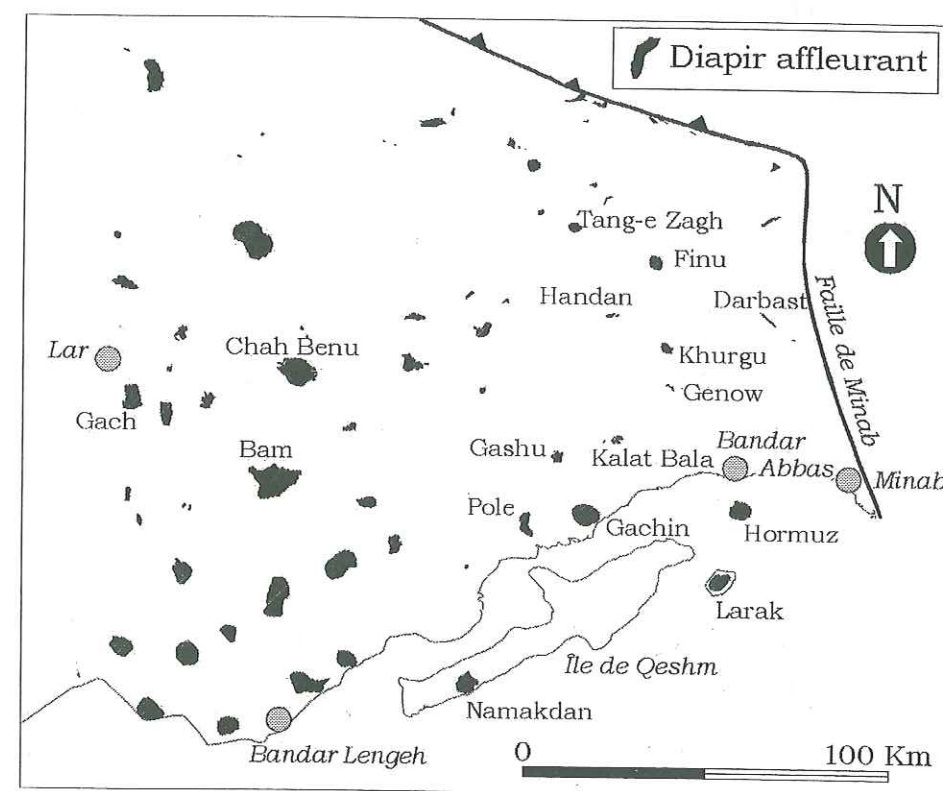


Figure III-5 Position et noms des affleurements dans le Sud et Sud-Est du Zagros. Les points noirs représentent les affleurements de la série de Hormuz.



### 3.2.2.2. Lithologie des diapirs salifères

La série de Hormuz n'a pas d'affleurements en place connus. Par contre elle est représentée par de nombreux diapirs salifères au Sud et Sud-Est du Zagros et dans la région du golfe Persique. Sa lithologie ne peut donc être étudiée, sur qu'à partir de l'affleurement de ces diapirs ou des forages pétroliers.

Depuis 1851, de nombreuses études lithologiques ont été réalisées pour présenter un modèle stratigraphique de la série évaporitique de Hormuz (par exemple Pilgrim (1908, 1924); Boeckh *et al.* (1929); Harrison (1931); Nicaise (1851); Gansser (1960); Kent (1970); Blanford (1872); Ala (1974); Nabavi & Sabzei (1987); Houshmand Zadeh *et al.* (1989); Ahmadzadeh Haravi *et al.* (1990) et Gansser (1992)). Nous présentons dans ce mémoire, les résultats de l'étude stratigraphique réalisée par Ahmadzadeh Haravi *et al.* (1990) qui montrent que la série de Hormuz est constituée de quatre unités qui sont, du bas vers le haut :

- 1- la masse de sel.
- 2- un ensemble de marnes avec passées d'anhydrite, d'hématite et intercalation de volcanites acides ;
- 3- une séquence de carbonates ;
- 4- une séquence de grès, de marnes, de schistes argileux et de roches volcaniques basiques et acides ;

Les roches volcaniques des diapirs sont, soit des tufs de rhyolite et de dacites, intercalés dans les couches sédimentaires, soient des intrusions éruptives plus récentes que la série de Hormuz, comme des filons de diabase et de granophyre. La plupart des roches de la série de Hormuz sont métamorphosées. Dans certains cas, comme dans l'île de Qeshm (Sud de Bandar Abbas, Figure III-5), le sel est complètement recristallisé.

Dans la colonne stratigraphique de la série de Hormuz, le pourcentage de sel diminue vers les parties supérieures. La limite inférieure de cette série est inconnue ; sa limite supérieure est une zone transitionnelle avec les séries situées au-dessus [Fürst, 1990].

L'épaisseur de la série de Hormuz n'est pas mesurable à l'affleurement en raison de sa situation diapirique. Elle a été estimée par Harrison (1931) entre 100 et 300 m, par O'Brien (1957) à 1 km, par Stöcklin (1968-b) à 2,5 km, par Player (1969) à 2 km, par Kent (1970) à 1 km, par Talbot *et al.* (1988) à 1-3 km et par Darwishzadeh (1990) à 1,5 km. Edgell (1989 et 1991) estime à plus de 2,5 km l'épaisseur de la série dans certaines zones du golfe Persique.

La série de Hormuz a été considérée comme l'équivalent de la formation Ara, du Sud d'Oman, où elle atteint 4 km d'épaisseur. D'autres équivalents sont également proposés comme la série de Desu et la formation de Ravar à l'Est de l'Iran, ou la série salifère du Panjab au Pakistan [Edgell, 1991, 1996]. L'épaisseur des séries équivalentes dans les autres pays au sud du golfe Persique diminue du NE au SW. C'est le cas de la formation d'Ara qui passe latéralement à un faciès non salifère (Jubaylah) au SW de son bassin sédimentaire en Oman [Momenzadeh & Heidari, 1990].

### 3.2.2.3. Age de la série de Hormuz

La série de Hormuz a été considérée pendant longtemps d'âge Protérozoïque à Cambrien inférieur [Stöcklin, 1961, 68-b, 68-b; Player, 1965, 69; Falcon, 1969; Kent, 1970]. La découverte de Trilobites dans les dolomies du diapir de l'île de Qeshm par Lees (1927) permet d'affecter au Cambrien une partie de la série [Kent, 1970; Ala, 1974; Davoudzadeh, 1990]. Selon les travaux d'Ahmadzadeh Haravi *et al.* (1990) (cf. 3-3-1), les unités 2 à 4 sont du Cambrien moyen à Ordovicien ; l'âge de la première unité n'est pas précisément déterminé mais il ne peut pas être plus ancien que le Cambrien inférieur ou moyen. La présence du fossile Grivanella manchurica dans cette unité confirme cet âge [Ahmadzadeh Haravi *et al.*, 1990]. En conséquence, nous retiendrons que la série évaporitique de Hormuz est datée du Cambrien à l'Ordovicien.

### 3.2.2.4. Linéaments structuraux du Zagros définis par les diapirs

Dans le Zagros, les linéaments structuraux, qui permettraient la remontée de la série évaporitique de Hormuz, ont été cartographiés par différents auteurs [Player, 1969; Stöcklin & Nabavi, 1975; N.I.O.C...]. Ces linéaments ont deux directions générales : NE-SW et NW-SE (Figure III-6). Une étude basée sur l'analyse d'images satellites a permis par ailleurs de distinguer trois groupes d'éléments tectoniques au Zagros (Fürst, 1990, Figure III-7) :

- des éléments de direction NW-SE (direction dite Erythraeanne) parallèles à la direction du chevauchement majeur du Zagros ;
- des éléments dus à la dissolution du sel. Ce sont des grabens, des failles normales et des structures d'effondrement ;
- des failles de socle décrochantes qui n'ont pas de liaison directe avec les deux groupes précédents. Elles ont en général une direction NE-SW (direction dite Aulitique).

Dans un premier temps, nous avons cherché à cartographier les sites diapiriques probables, non prouvés par des affleurements de sel. Nous avons donc recherché sur des sites supposés receler des diapirs cachés. Ces sites ont été repérés à partir de caractères morphologiques, en utilisant les cartes géologiques au 1/250000 du Zagros (cf. 3-2-5). Les anomalies géomorphologiques retenues pour ce repérage sont la présence d'interactions entre diapirs et anticlinaux comme la présence de zones gonflées, de zones effondrées... (cf. 3-6) et l'existence de formes d'érosion circulaires sur les anticlinaux.

La Figure III-8 montre les affleurements de la série de Hormuz dans le Zagros ainsi que les sites où la présence de diapirs cachés est connue ou proposée.



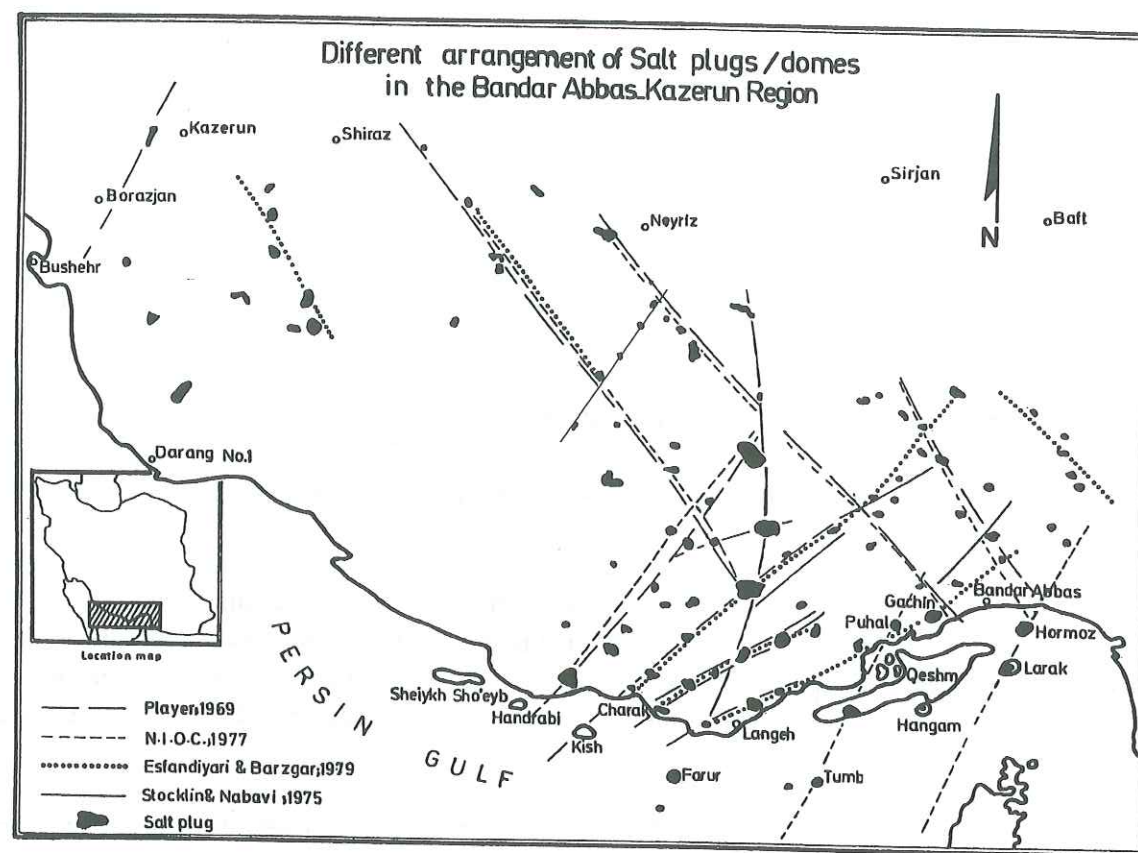


Figure III-6 Arrangement des diapirs salifère dans le Zagros et linéaments identifiables [Ahmadzadeh Haravi et al., 1990, modifiée]

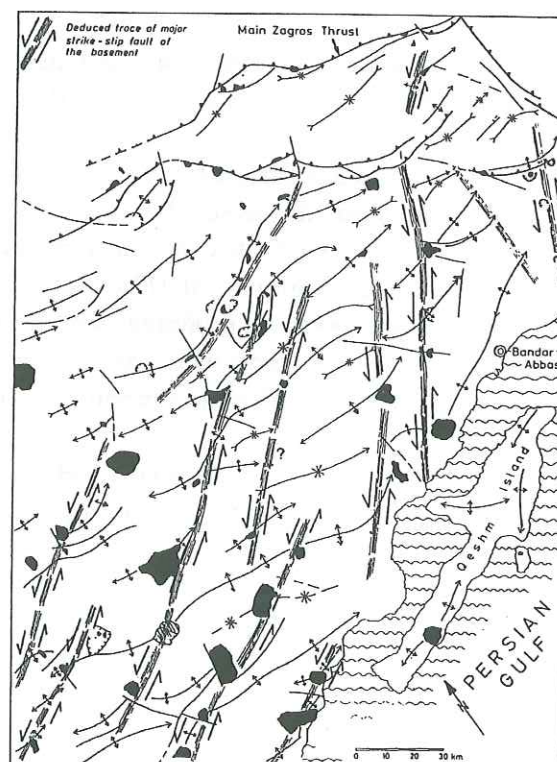


Figure III-7 Failles sénestres proposées par Fürst (1990) grâce aux affleurements de sel.

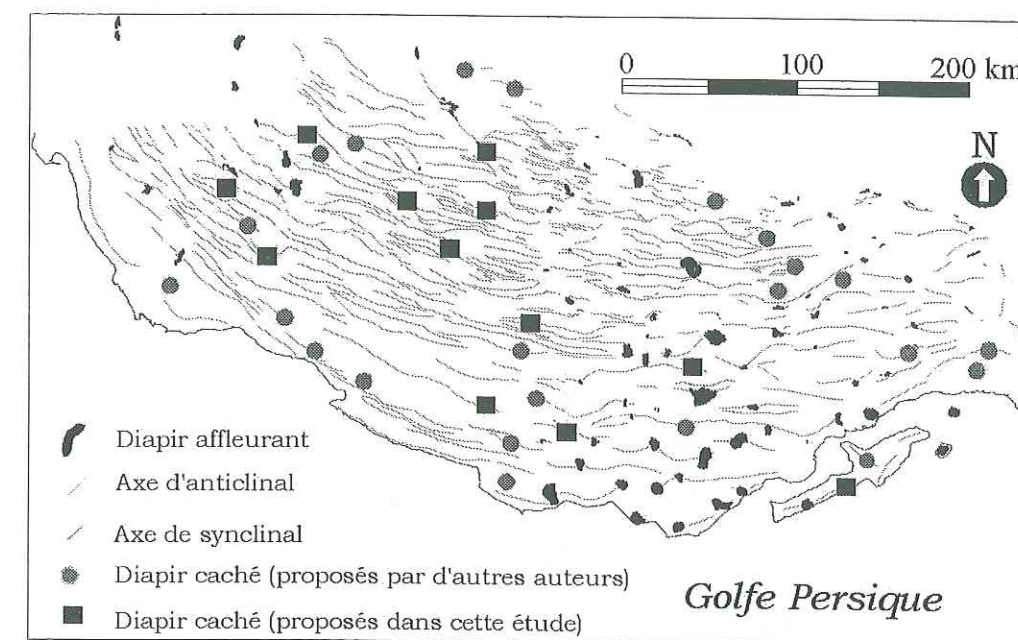


Figure III-8 Trente cinq sites supposés receler des diapirs sous la surface (cercle et carré) et affleurements de sel (taches noires). Les cercles sont les sites présentés par d'autres auteurs et les carrés sont les sites de diapirs cachés proposés dans notre étude sur la base d'arguments morphologiques.

Après avoir cartographié les sites diapiriques (affleurements et non-affleurements, Figure III-8), nous avons élaboré et utilisé une méthode afin :

- d'identifier, d'une nouvelle façon, les linéaments grâce auxquels les diapirs salifères pourraient être montés vers la surface ;
- de proposer les directions sur lesquelles nous avons le plus de chance d'avoir les diapirs salifères non affleurants ;
- d'avoir une idée générale sur la manière dont les grandes structures tectoniques influencent la position des diapirs. Ces structures peuvent être des failles de socle repérées en surface (linéaments N-S de direction arabe) ou des accidents plus plats en liaison avec les plis (Figure III-9).



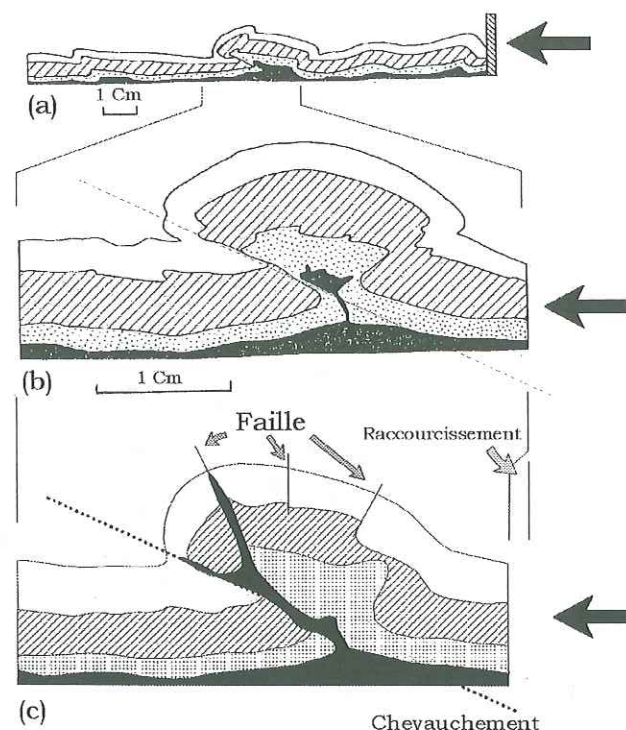


Figure III-9 (a), Modèle analogique pour les diapirs du Zagros réalisé par Koyi (1987). La flèche montre la direction de raccourcissement (NE-SW) ; (b), zoom sur un pli avec un chevauchement (E-W ou NW-SE) sur son flanc [Koyi, 1987] ; (c), présence d'un chevauchement facilite la montée du sel vers la surface. A proximité de la surface, il est possible que le sel utilise d'autres accidents superficiels pour progresser plus rapidement.

Cette nouvelle méthode que nous avons appelée *selligne* se divise en trois étapes que nous appliquons manuellement :

- 1) relier un site salifère à tous les sites diapiriques de son entourage (Figure III-10-a et b). Ce sont les connexions entre les sites proches. On obtient ainsi un réseau complexe reliant l'ensemble des diapirs affleurants et non affleurants ;
- 2) supprimer les lignes qui ont un écart de plus de  $20^\circ$  par rapport à la direction générale des linéaments connus (Figure III-10-c et e). Dans cette étape, on suit une ligne en essayant de rester sur une direction générale en acceptant des écarts inférieurs à  $20^\circ$ . Si un segment ne participe à aucune ligne, on l'efface du réseau ;
- 3) simplifier les lignes résiduelles pour figurer le linéament qui traverse les diapirs (Figure III-10-d et f).

Dans l'exemple de la Figure III-10, la présence d'un alignement minimum de quatre affleurements de sel était requise pour définir un linéament.

Afin de vérifier l'influence de la prise en compte des sites diapiriques non affleurants sur le résultat final, nous avons appliqué cette méthode aux diapirs affleurants et non affleurants, cartographiés sur la Figure III-8. Le résultat de la première étape est représenté sur les Figure III-11 (sites diapirs affleurants) et Figure III-12 (diapirs affleurants et non affleurants).

Les Figure III-13 et Figure III-14 montrent le réseau de lignes après la deuxième étape de *selligne*.

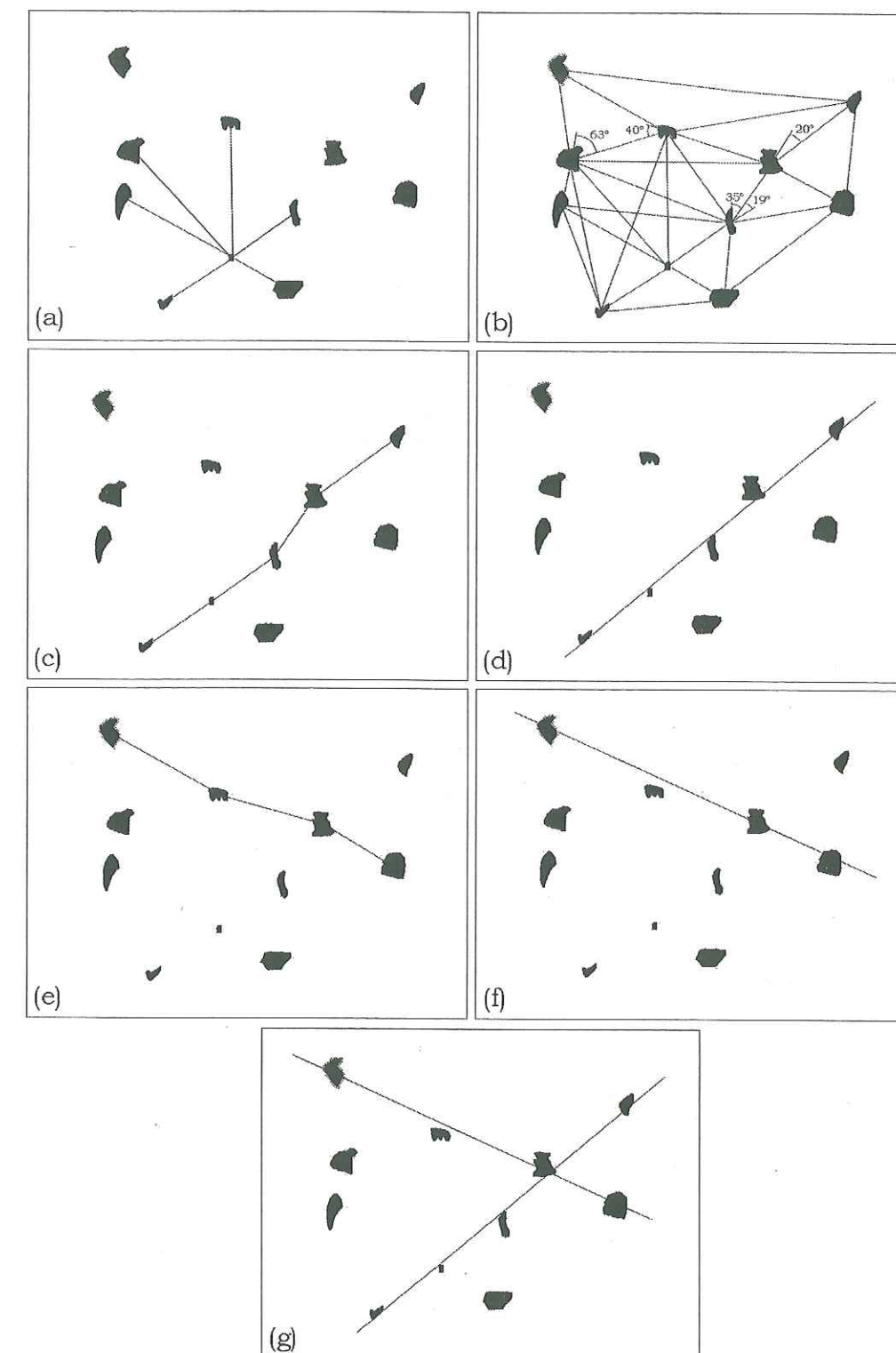


Figure III-10 Etapes de la méthode *selligne* utilisée pour déterminer un linéament. (a), connexion entre un diapir et ses voisins (affleurements et non affleurants) par des lignes directes ; (b), réseau complet ; (c), choix d'une direction d'affleurement NE-SW avec écart  $\leq 20^\circ$  ; (d), linéament proposé pour l'exemple (c) ; (e), choix d'une autre direction WNW-ESE avec écart  $\leq 20^\circ$  ; (f), linéament proposé pour l'exemple (e) ; (g), Ensemble des linéaments retenus. Dans cet exemple, la présence d'un minimum de quatre affleurements de sel était requise pour la définition d'un linéament.



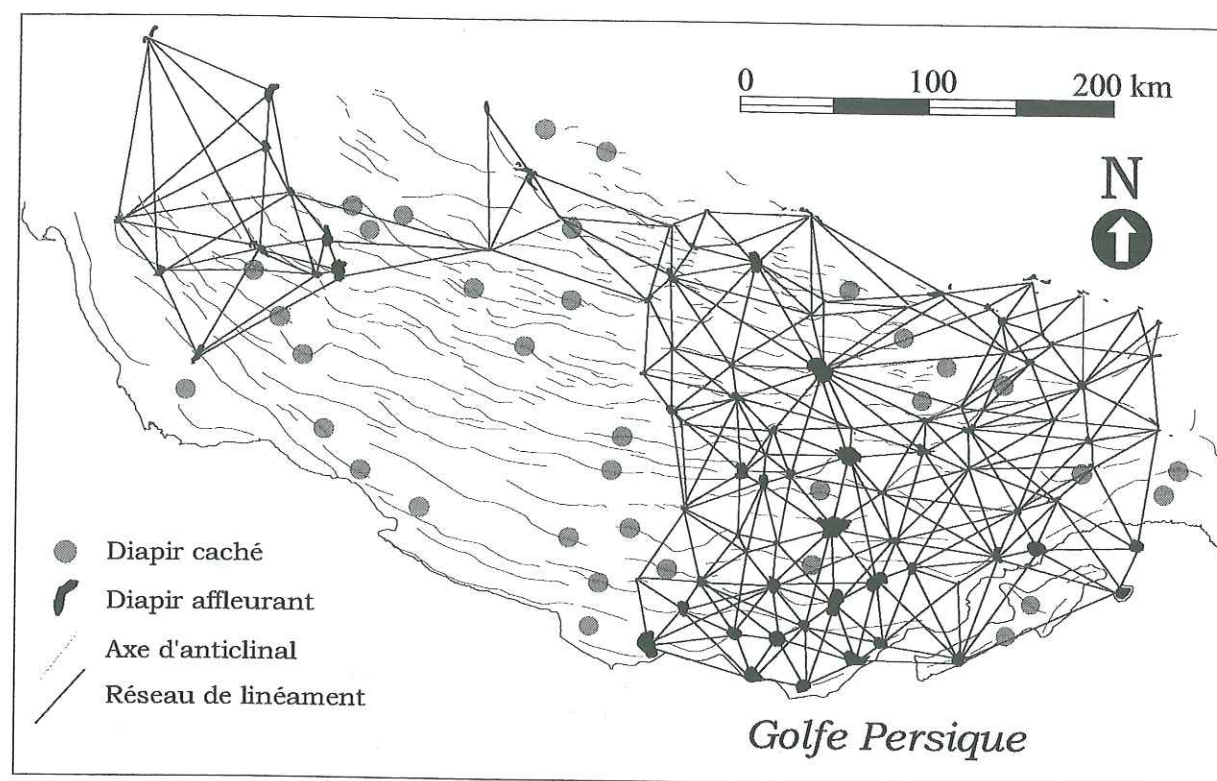


Figure III-11 Réseau des affleurements de Hormuz au Zagros

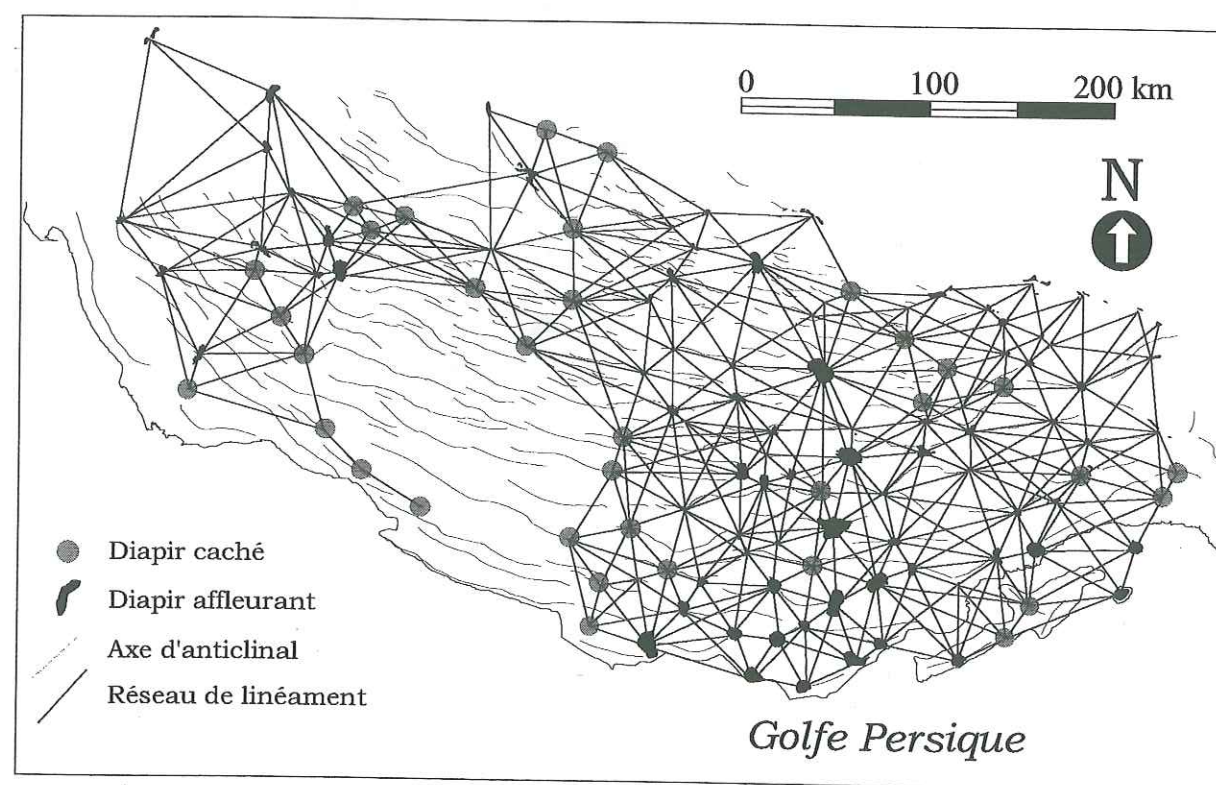


Figure III-12 Réseau des affleurements salifères et des diapirs non affleurant au Zagros

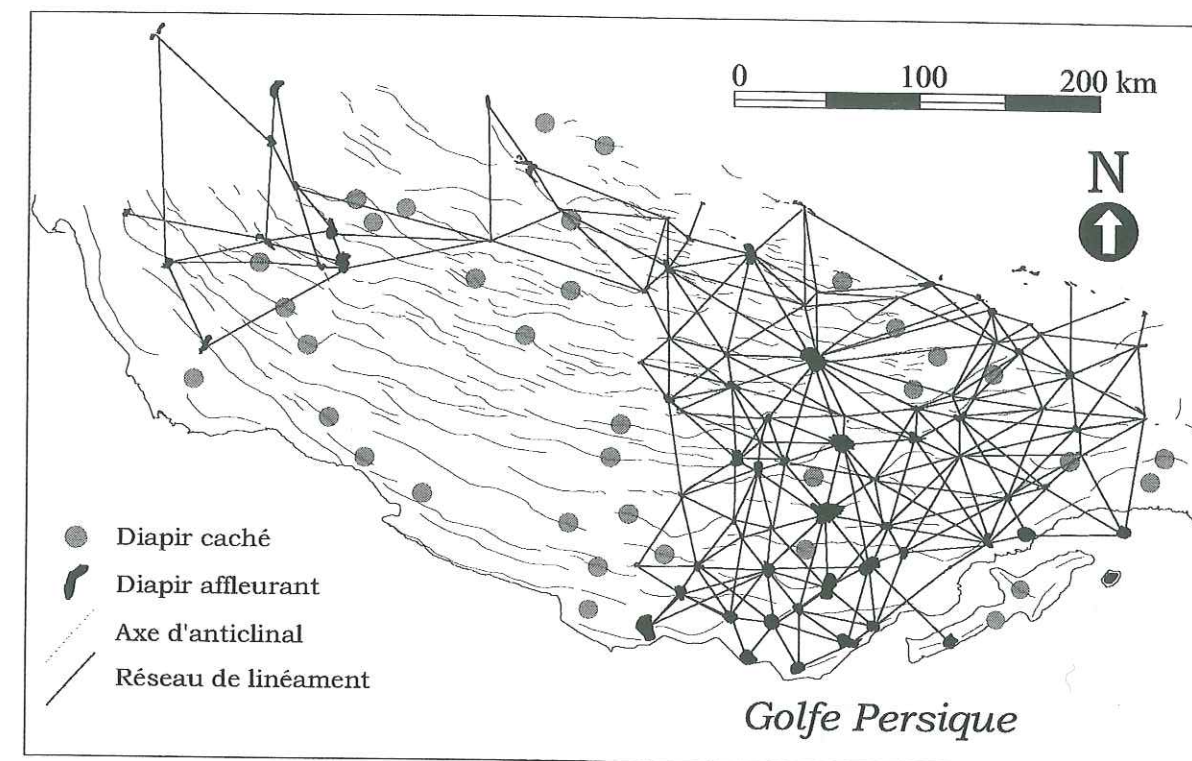


Figure III-13 Réseau des affleurements de Hormuz au Zagros après sélection des lignes directes d'écart  $<20^\circ$  par rapport aux directions générales des linéaments.

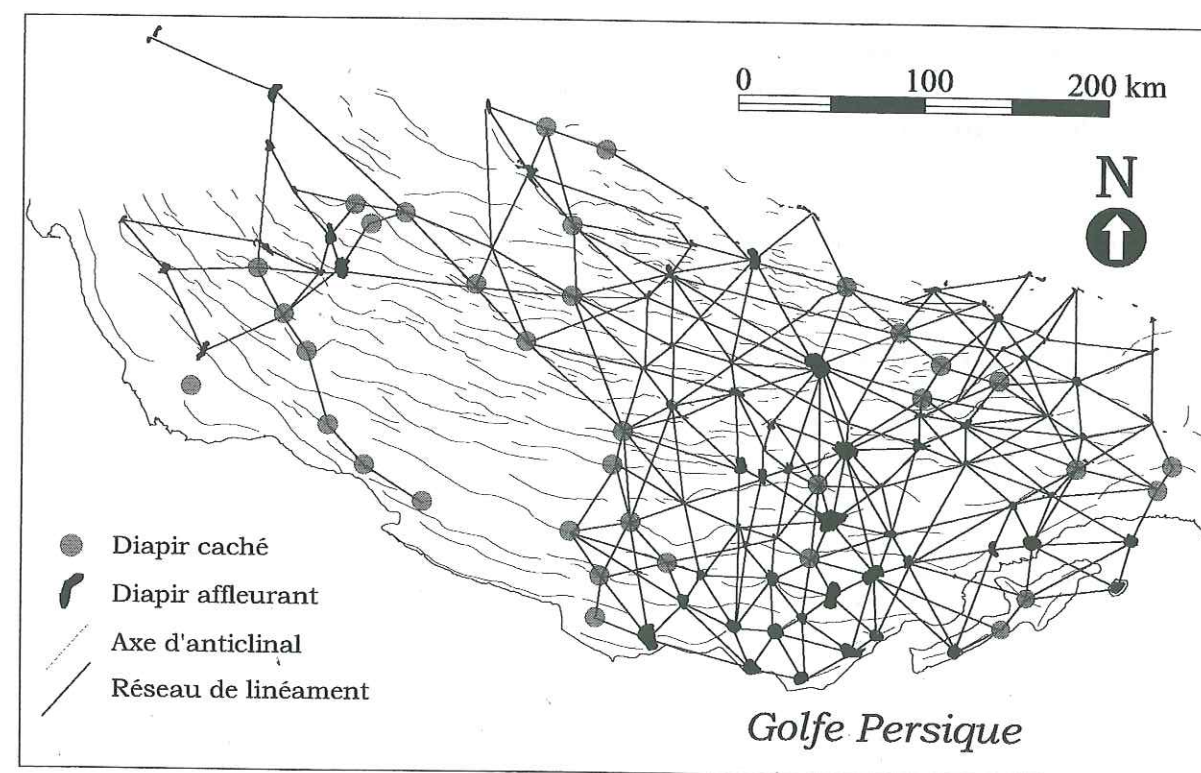


Figure III-14 Réseau des affleurements et des diapirs supposés au Zagros après sélection des lignes directes d'écart  $<20^\circ$  par rapport aux directions générales des linéaments.



Les orientations des linéaments repérés sur les Figure III-13 et Figure III-14 sont présentées sur deux rosaces (Figure III-15).

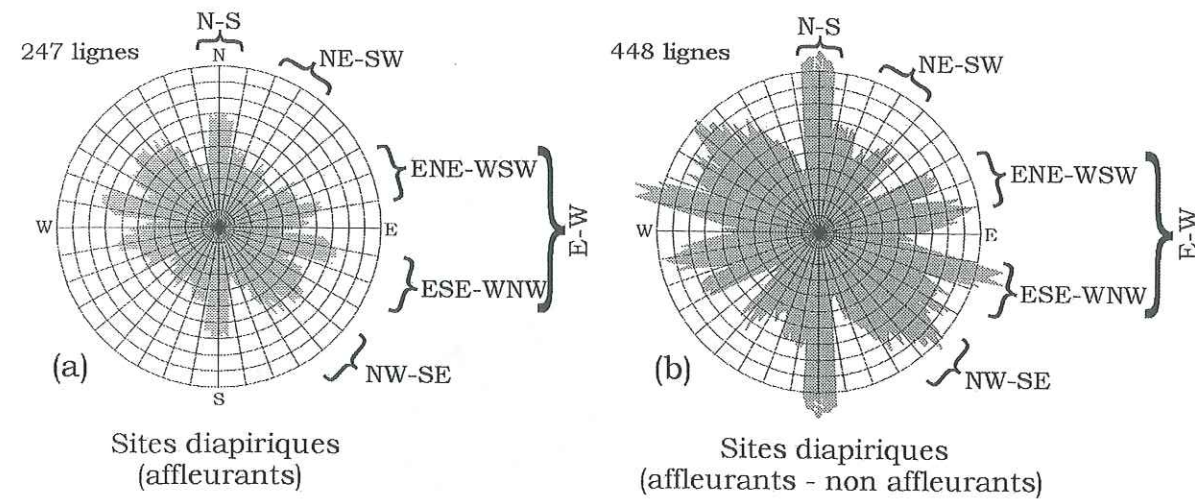


Figure III-15 Rosaces du réseau des linéaments après la deuxième étape de *selligne*. (a), rosace des 247 lignes de la Figure III-13 (diapirs affleurants) ; (b), rosace des 276 lignes de la Figure III-14 (diapirs affleurants et non affleurants). Ces diagrammes montrent directions générales : N-S, NE-SW, NW-SE et E-W (ENE-WSW et ESE-WNW).

Sur les deux rosaces (Figure III-15), nous voyons trois nouvelles directions : ENE-WSW, ESE-WNW, et N-S. Les directions ENE-WSW à ESE-WNW ( $N70^{\circ}E$  à  $N100^{\circ}E$ ) sont proches de la direction téthysienne (E-W), et correspondent à des accidents tectoniques à peu près parallèles aux axes des anticlinaux et synclinaux. Ces deux orientations peuvent être reliées au changement de la direction du plissement qui passe de NW-SE à E-W. Les éléments N-S ont une orientation arabe. Les grandes failles du Mangarak et du Kazerun en sont deux exemples (Figure III-4). Leurs changements de direction de N-S à NW-SE montre l'importance de l'influence d'éléments structuraux E-W sur la morphologie du Zagros. La présence de failles sur le flanc Sud de quelques anticlinaux du Zagros [Huber, 1977] ainsi que les modèles analogiques réalisés par Koyi en 1987 (Figure III-9), confirment l'existence et l'importance des linéaments E-W du Zagros.

Après la confirmation des directions obtenues sur la rosace de notre réseau et compte tenu de la forme générale de nos rosaces (Figure III-15), nous pouvons représenter les linéaments structuraux pouvant avoir guidé l'ascension du sel de Hormuz en utilisant tous les sites diapiriques (affleurants et non affleurants) afin d'avoir des résultats plus complets. Nous représentons les résultats de notre étude après la troisième étape de *Selligne* en quatre directions séparées : NE-SW (Figure III-16-a), NW-SE (Figure III-16-b), N-S (Figure III-16-c) et E-W (Figure III-16-d).

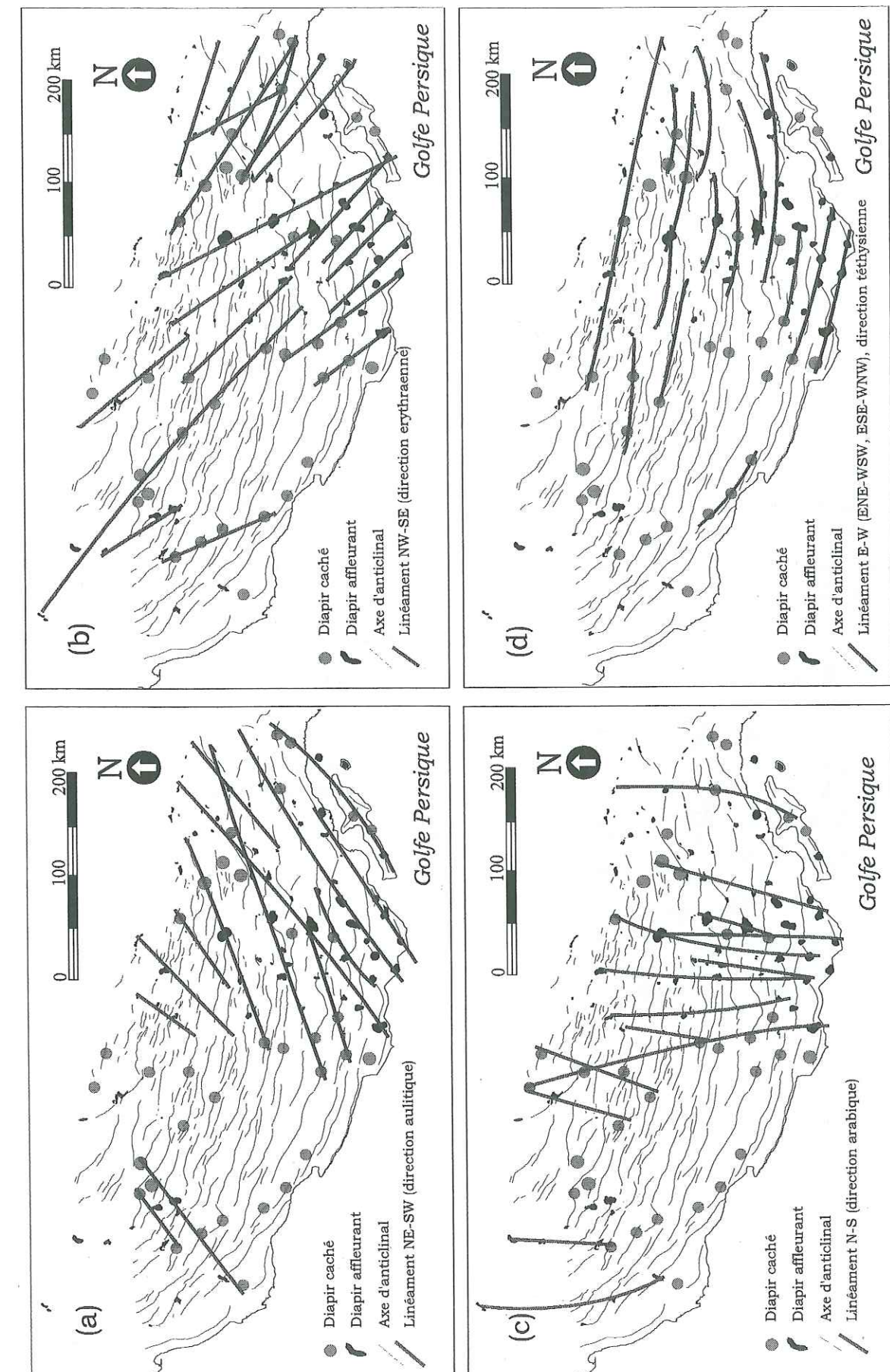


Figure III-16 Quatre familles de linéaments. (a), NE-SW ; (b), NW-SE ; (c), N-S ; (d), E-W.



Grâce à la méthode utilisée (*selligne*) nous avons montré qu'en plus les deux directions NE-SW et NW-SE, il y a deux autres directions de linéaments dans le Zagros qui ont aussi une influence importante sur la distribution des diapirs salifères. Ce sont les directions : E-W et N-S.

La vérification de la réalité de ces linéaments nécessite une étude détaillée sur chacun d'entre eux. Nous confirmerons la présence d'une partie des linéaments traversant notre zone d'étude au nord de Bandar Abbas au paragraphe 3-5-4.

### 3.2.3. Evolution tectonique

La chaîne plissée du Zagros, qui était en situation de plate-forme marine peu profonde au NE de la plaque africo-arabique pendant le Protérozoïque et le Paléozoïque, résulte de la fermeture de la néotéthys pendant le Crétacé supérieur et le Paléogène et de la collision entre les plaques arabique et eurasiatique au Miocène [Ala, 1990].

La direction dominante des plis du Zagros est parallèle à sa direction générale (NW-SE). Cependant, il existe des plis NE-SW et E-W à la limite Est (au Nord de Bandar Abbas), en raison des mouvements de la plaque arabique vers le Nord le long de la faille de Minab (Figure III-2 et Figure III-17). Cette faille marque la limite entre la chaîne du Zagros à l'Ouest et le Makran, zone de subduction active, à l'Est (Figure III-2 et Figure III-17).

La croûte continentale sous le Zagros a été caractérisée par gravimétrie. L'étude de Snyder & Barazangi (1986) dans la région du golfe Persique montre une diminution de -20 mGal de l'anomalie de Bouguer vers le NE (zone de chevauchement du Zagros, ZMT & ZF sur la Figure III-2) (-225 mGal).

Dans une autre étude, Bushara (1995) a utilisé 10505 points de mesure gravimétrique au Zagros. Il a montré que l'anomalie gravimétrique passe de -70 mGal au bord du golfe Persique à -160 mGal à la limite entre la plaque arabique et l'Iran central. Ces résultats mettent en évidence l'augmentation d'épaisseur de la croûte du Zagros du SW vers le NE en raison de la collision et du jeu de nombreux chevauchements. La profondeur du Moho sous le chevauchement du Zagros a été estimée à 50 km [Snyder & Barazangi, 1986 ; Bushara, 1995, Figure III-19]. Elle a été estimée entre 30 et 40 km sous la zone sédimentaire plissée du Zagros.

A une autre échelle, le modèle de Snyder & Barazangi (1986) montre une différence assez importante entre la densité de sel ( $2,2 \text{ g/cm}^3$ ) et la densité moyenne de la couverture ( $2,6 \text{ g/cm}^3$ ). Nous avons souligné l'influence de cette différence sur le développement du diapirisme salifère dans le paragraphe 1-6-1-1.

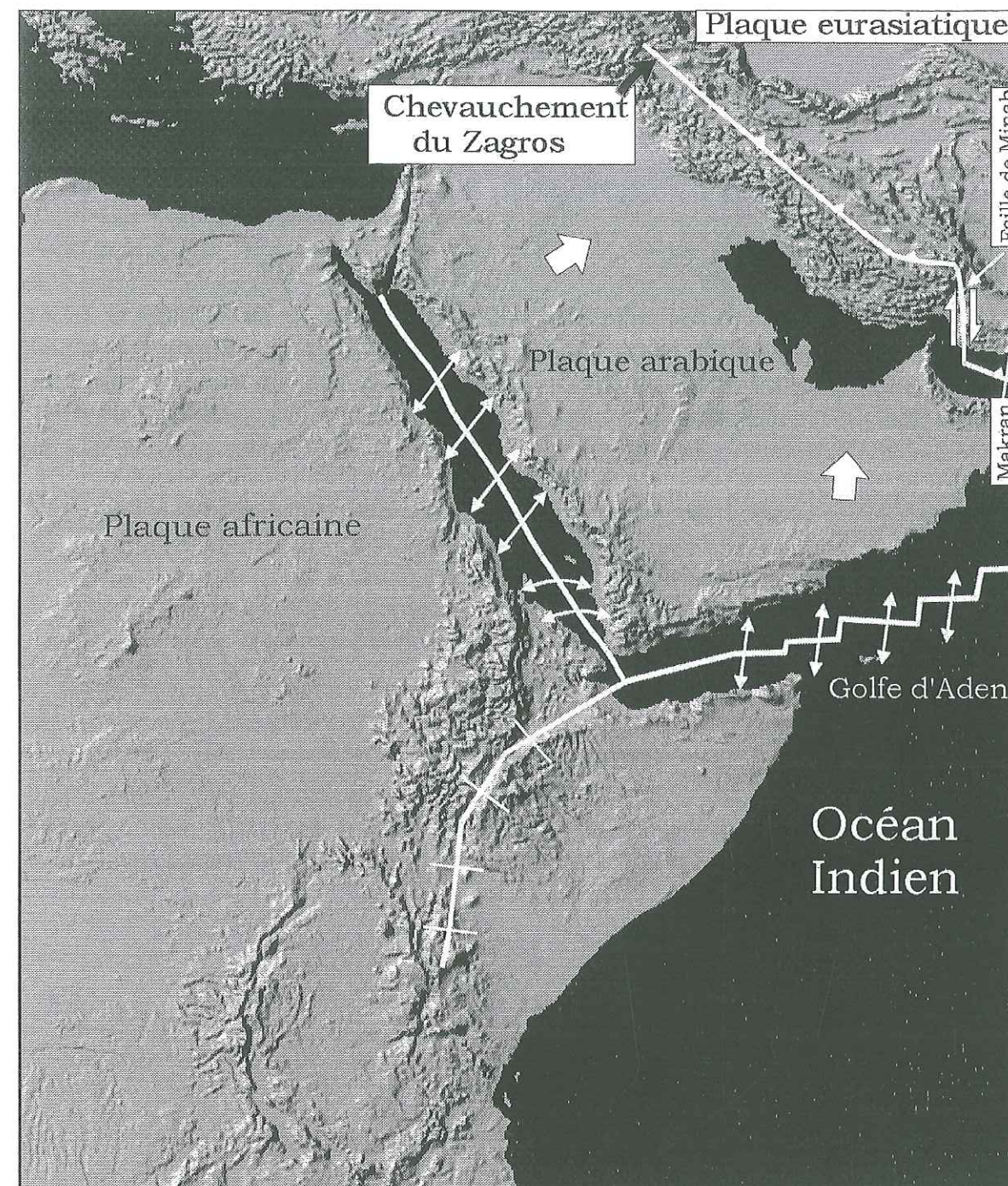


Figure III-17 Mouvement de la plaque arabique vers la plaque eurasiatique. Les plis du Zagros sont perpendiculaires au mouvement relatif de la plaque arabique par rapport à la plaque eurasiatique supposée fixe. Le changement de la direction du plissement dans le Zagros est dû à la variation dans la direction du mouvement des plaques. La direction du mouvement de la plaque arabique (flèches) est celle déduite des études de Le Pichon *et al.* (1973).



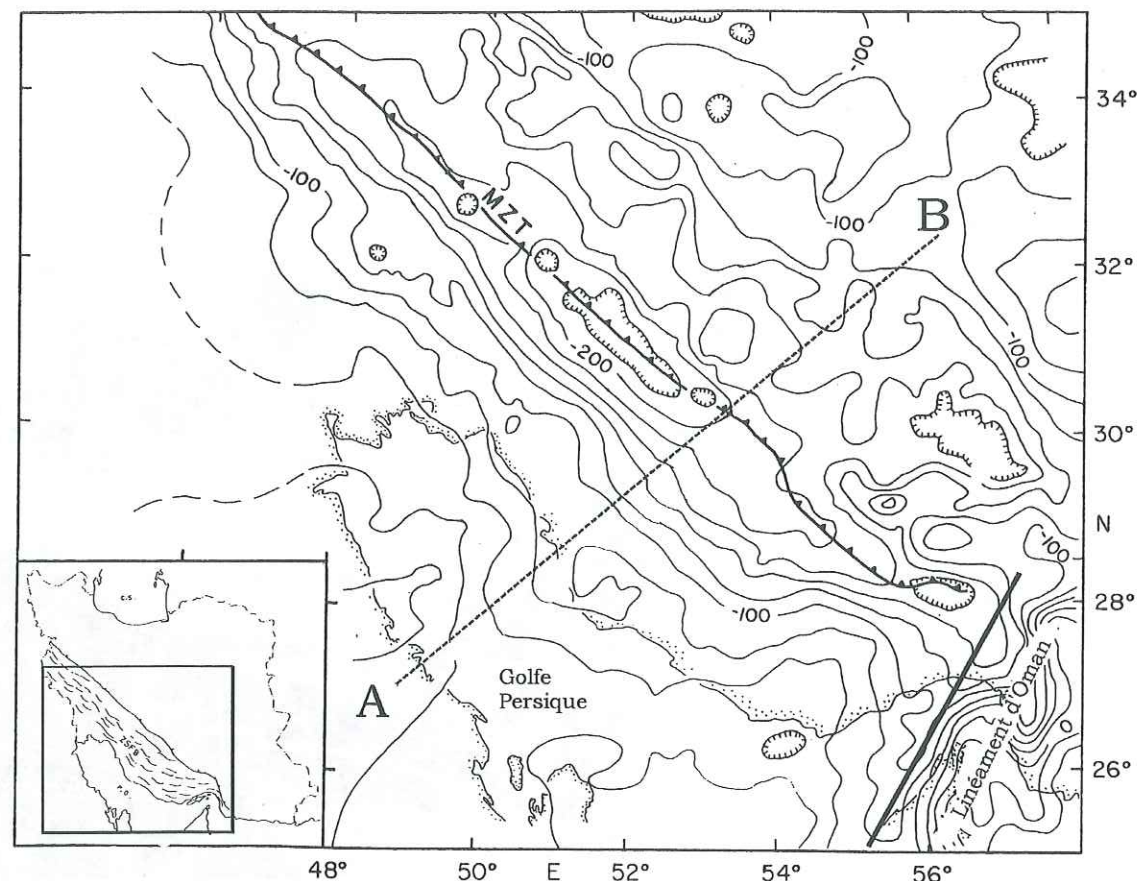


Figure III-18 Anomalie de Bouguer dans la région du golfe Persique [Synder & Barazangi, 1986 ; modifiée]. Pour cette carte (les valeurs sont en mGal) Snyder & Barazangi (1986) ont utilisé 9436 points de mesure. MZT (Main Zagros Thrust), chevauchement majeur du Zagros ; A-B, coupe du modèle proposé en Figure III-19.

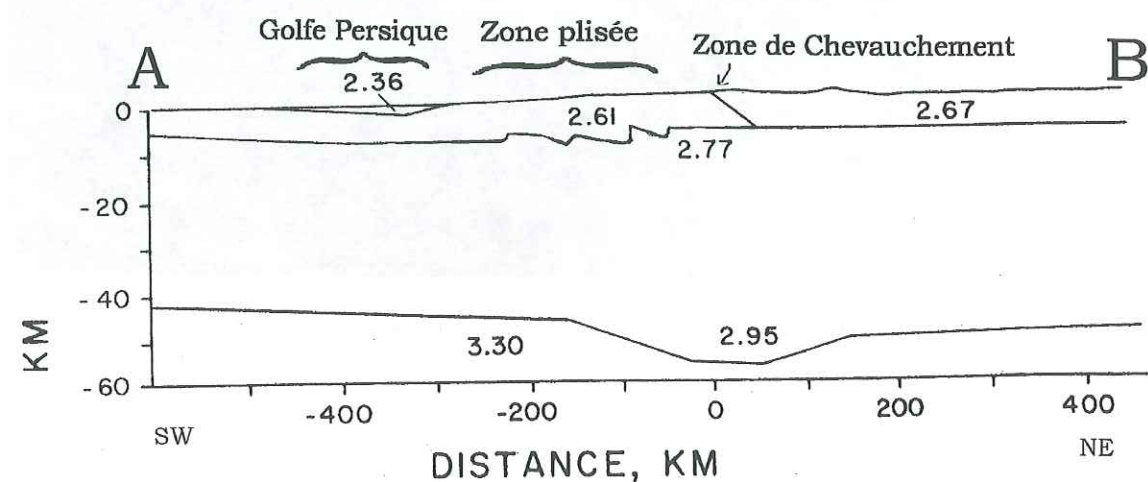


Figure III-19 Modèle 2D de répartition des densités au Zagros d'après l'étude des anomalies de Bouguer de Snyder & Barazangi (1986). Les densités sont supposées homogènes pour chacune des couches du modèle. La coupe A-B est localisée sur la Figure III-18.

### 3.2.3.1. Zonéographie du Zagros

Dans le Zagros, on distingue trois zones [Schröder, 1944 ; Stöcklin, 1968-a ; Falcon, 1974 ; Farhoudi, 1978 ; Alavi, 1980, 94] :

- la zone magmatique d'Uremieh-Dokhtar (UDMA, Figure III-20) : c'est une zone complexe d'intrusions et d'extrusions de roches éruptives. La lithologie est variée (diorites, granodiorites, gabbros, granites, basaltes, andésites, dacites... ). L'étude gravimétrique réalisée par Dehghani & Makris (1983) situe le long de cette zone une anomalie de -150 mGal. L'épaisseur de la croûte est estimée à 45-50 km, ce qui correspond à 5-10 km de plus que l'épaisseur moyenne de la croûte en Iran. Cette différence est due à l'activité magmatique et aux nombreux chevauchements [Alavi, 1994]. En plusieurs endroits, la couverture extrusive a été érodée et la masse plutonique est affleurante [Farhoudi, 1978].

- la zone de Sanandaj-Sirjan (SSZ, Figure III-20) : elle est constituée de roches du Précambrien à l'Holocène. Une grande partie de ces roches présente au minimum trois phases de métamorphisme : une au Précambrien, et deux au Mésozoïque inférieur. Dans cette zone et vers le SW, l'altitude et l'anomalie gravimétrique augmentent simultanément [Snyder & Barazangi, 1986]. L'épaisseur de croûte mesurée est de 55 km. L'épaississement serait du au jeu de nombreux chevauchements crustaux (Figure III-20 et Figure III-21).

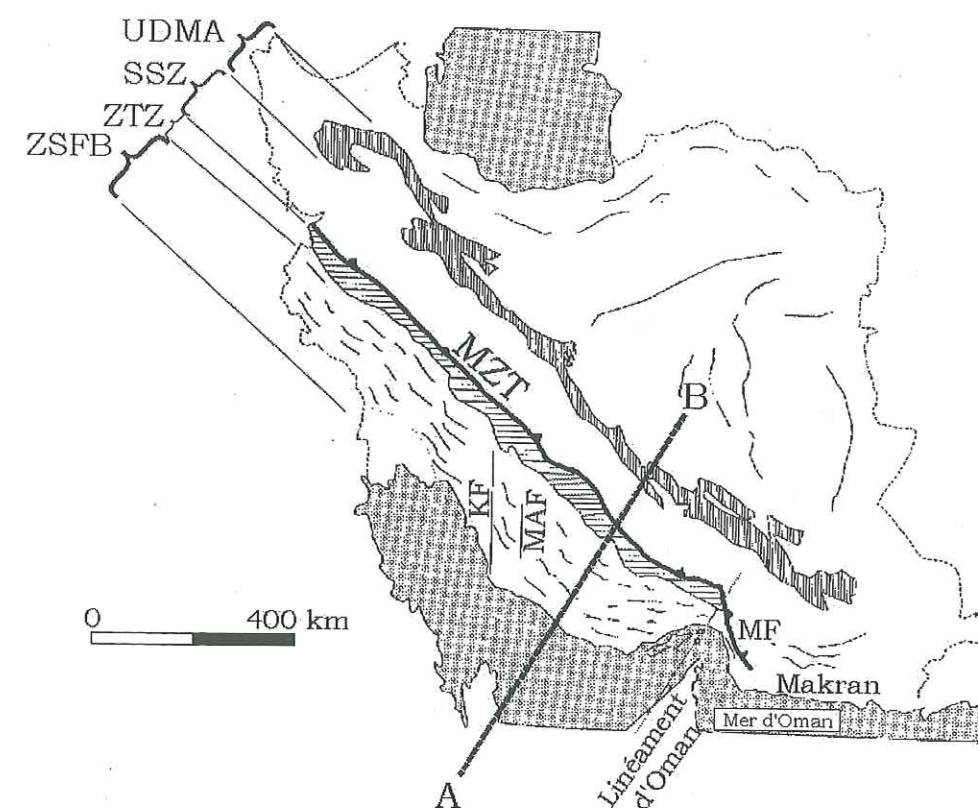


Figure III-20 Principales zones du Zagros. UDMA (Uremieh-Dokhtar Magmatic Assemblage), zone magmatique d'Uremieh-Dokhtar ; SSZ (Sanandaj-Sirjan Zone), zone de Sanandaj-Sirjan ; ZTZ (Zagros Thrust Zone), zone de chevauchement du Zagros ; ZSFB (Zagros Simply Folded Belt), zone de simples plissements du Zagros ; MZT (Main Zagros Thrust), chevauchement majeur du Zagros. La position des failles de Kazerun (KF), Mangarak (MAF) et Minab (MF) ainsi que le Makran sont également représentées sur la Figure. A-B, situation de la coupe de la Figure III-21.



- la zone simplement plissée (Zone d'avant pays) (ZSFB, Figure III-20) : elle est constituée d'une série de plate-forme qui s'est déposée du Précambrien au Plio-Quaternaire. Cette zone de 200 à 300 km de large est affectée par une tectonique de couverture décollée au-dessus des évaporites paléozoïques. Cette tectonique se marque par des plis de grande amplitude et longueur d'onde, des chevauchements et des failles décrochantes. La déformation est essentiellement plio-quaternaire. Son intensité et l'élévation des structures augmentent du SW au NE, à l'approche de la zone faillée du Zagros. La plupart des anticlinaux sont asymétriques avec redressement des flancs SW [Falcon, 1969]. Ces flancs sont localement verticaux.

La limite entre la UDMA et la SSZ est marquée par une zone suture ophiolitique (ZS, Figure III-21). La limite entre la zone de Sanandaj-Sirjan et celle des simples plissements est définie par le chevauchement du Zagros (ZTZ, Figure III-20 ; ZETF et MZT, Figure III-21), long de 1000 km, avec un déplacement dextre de 197 km [Berberian, 1995]. Les roches du Jurassique et du Crétacé des zones de Sanandaj-Sirjan (SSZ, Figure III-20) et des simples plissements (ZSFB, Figure III-20) ont des caractéristiques lithologiques identiques. Ces roches se seraient donc déposées dans un même bassin, selon Alavi (1980).

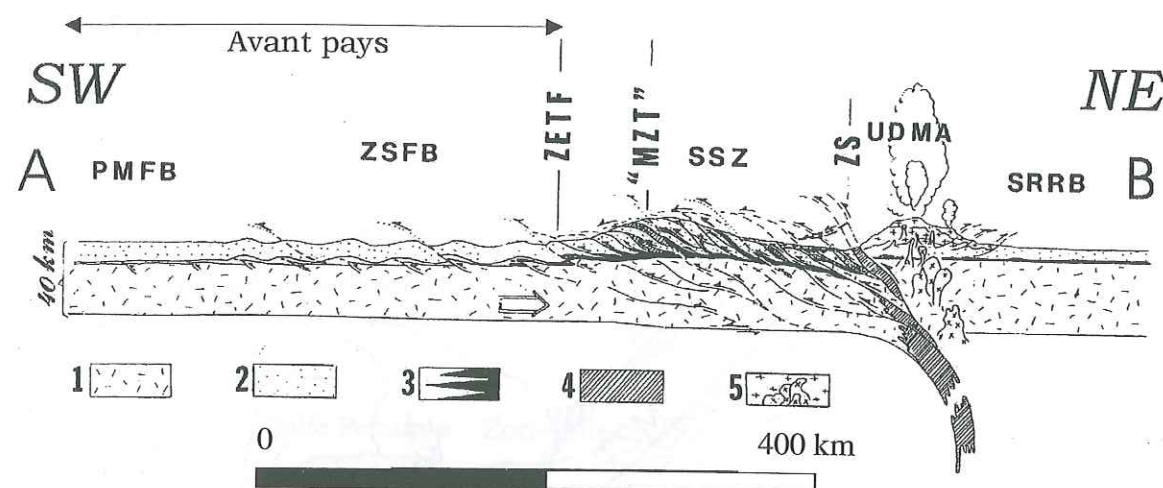


Figure III-21 Coupe crustale schématisée perpendiculaire à la direction des plis du Zagros [Alavi, 1994]. PMFB (Persian Gulf-Mesopotamian Foreland Basin), bassin mésopotamien du golfe Persique ; ZSFB (Zagros Simply Folded Belt), chaîne de simples plissements du Zagros ; ZETF (Zagros Exposed Thrust Front), front de chevauchement exposé du Zagros ; MZT (Main Zagros Thrust), chevauchement majeur du Zagros ; SSZ (Sanandaj-Sirjan Zone), zone de Sanandaj-Sirjan ; ZS (Zagros Suture), suture du Zagros ; UDMA (Uremieh-Dokhtar Magmatic Zone), zone magmatique d'Urmia-Dokhtar ; SRRB (Saveh-Rafsanjan Retroarc Basin), Iran Central ; 1, croûte continentale ; 2, sédiments phanérozoïques ; 3, évaporite et dolomite à la base de la couverture sédimentaire ; 4, croûte océanique ; 5, intrusion et extrusion de roches magmatiques.

### 3.2.3.2. Phases tectoniques majeures

On distingue deux phases tectoniques majeures dans le Zagros :

- Au Crétacé, le déplacement vers le NE de la plaque africo-arabique provoque la fermeture de la Téthys par subduction, dans la région où apparaît maintenant la zone faillée du Zagros. Ce mouvement s'achève à la fin du Crétacé supérieur, avant le Maastrichtien, quand la plaque océanique a totalement disparu. A cette époque, le mouvement des plaques

passa de la subduction à la collision [Berberian & King, 1981]. La collision est accompagnée de nombreux chevauchements et d'une obduction de la croûte océanique, qui amène des ophiolites à l'affleurement. La collision s'est poursuivie pendant le Cénozoïque grâce au jeu de chevauchements de faible inclinaison.

Une autre phase de compression NE-SW débute au Miocène, suite à l'ouverture de la mer Rouge [Alavi, 1980]. Cette ouverture augmente le taux de raccourcissement vers le NE et est à l'origine de la chaîne de plis simples du Zagros. La présence de volcans actifs dans la zone d'Urmia-Dokhtar et d'une sismicité profonde (séisme à 107 km) témoignent de la subduction de la croûte arabe [Kadinsky-Cade & Barazangi, 1982 ; Takin, 1972]. La convergence de la plaque arabe vers la plaque eurasiatique est estimée à 35 mm/an, selon une direction générale N-NE [De Mets *et al.*, 1990]. Les structures mises en place pendant la deuxième phase tectonique, ont les caractéristiques suivantes : plis de grande longueur d'onde et chevauchements accompagnés de volcanisme. Quelques chevauchements du Crétacé supérieur sont réactivés à cette époque [Alavi, 1980]. Les derniers niveaux sédimentaires impliqués sont les conglomérats du Pliocène supérieur. Ces conglomérats, qui correspondent à un changement de régime paléogéographique, sont dus au soulèvement général de la région, suite au plissement du Zagros. D'après Vita Finzi (1979) les taux de soulèvement actuel du Zagros sont estimés à 1,9 mm/an (site 1) et à 7,4 mm/an (sites 2 et 3), (Figure III-22).

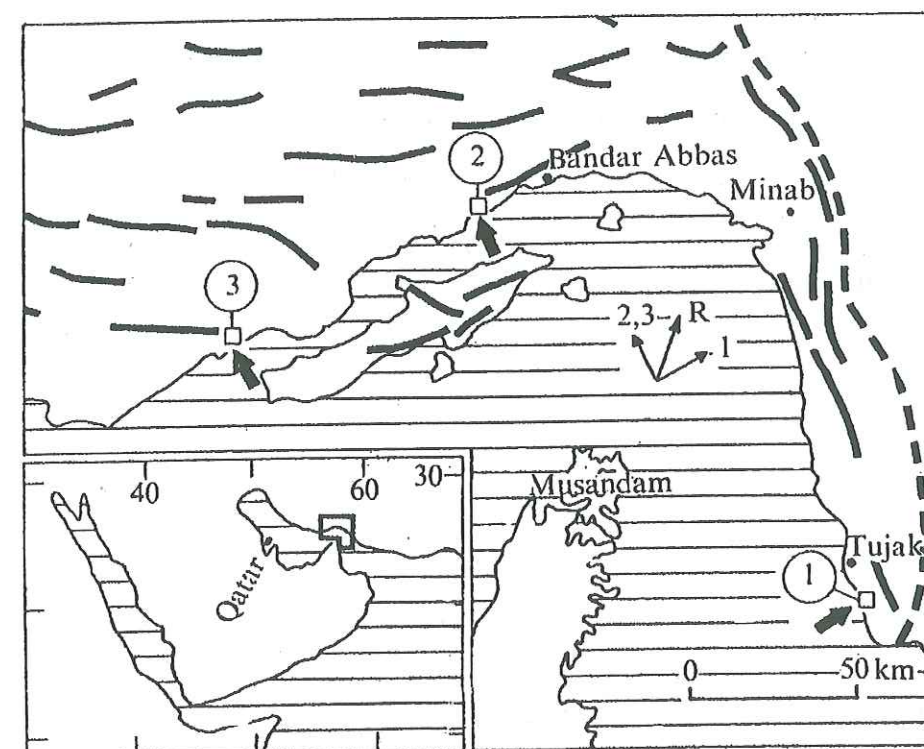


Figure III-22 Raccourcissement actuel dans la région de Bandar Abbas [Vita Finzi, 1979]. Les lignes représentent l'axe des anticlinaux et la ligne tiretée représente la faille de Minab. La direction et le taux de mouvement de la plaque arabe sont également représentés sur la Figure par les flèches.



### 3.2.3.3. Inversion tectonique

Le taux de raccourcissement du Zagros a été évalué à 45 mm/an au cours des 10 derniers millions d'années (d'après une étude paléomagnétique dans le golfe d'Oman) par Tchalenko (1975) et à 35 mm/an dans la direction N-NE [De Mets *et al.*, 1990]. La longueur cumulée du raccourcissement est estimée entre 40 et 70 km depuis le Miocène [Farhoudi, 1978]. Dans ces conditions, la réactivation d'anciennes failles a été prépondérante. On peut envisager que le socle sur lequel les sédiments du Zagros se sont déposés, était déjà traversé par de grandes failles normales. Ces failles ont été signalées dans les autres bassins par Proffett (1977). Pendant les premières étapes de la collision, le jeu inverse des failles de socle a entraîné un raccourcissement de la croûte par une tectonique d'inversion.

Les failles de socle contrôlent la morphologie générale de la région, la subsidence, les distributions des failles mineures, le plissement. Elles ont une influence très importante sur la mise en place et le soulèvement de la série évaporitique de Hormuz (cf. 1-6-2-2).

### 3.2.3.4. Activité sismique

L'activité sismique est localisée sur des failles de socle cachées par la couverture sédimentaire épaisse (plus de 10 km).

L'activité sismique de la zone simplement plissée du Zagros a été très étudiée, par exemple par Nowroozi (1976) ; Niazi *et al.* (1978) ; Jackson (1980) ; Jackson *et al.* (1981) ; Ambraseys & Melviell (1982) et Jackson & McKenzie (1984). En général, les foyers des séismes sont situés à 20 km de profondeur [Ambraseys, 1978 ; Berberian, 1979 ; Jackson, 1980], dans la croûte supérieure. Ces résultats sont confirmés par une campagne d'étude des microséismes, réalisée par Von Dollen *et al.* (1977) qui a enregistré 253 événements pendant quatre semaines au voisinage de Bandar Abbas. La profondeur des foyers de tous ces séismes ne dépassait pas 20 km [Kadinsky-Cade & Barazangi, 1982].

La limite sud de la zone sismique coïncide avec le front de déformation du Zagros, mais sa limite Nord ne correspond pas avec la zone de chevauchement du Zagros. Elle se trouve en effet 50 à 100 km au SW du chevauchement majeur du Zagros, et coïncide avec la limite méridionale des reliefs qui dépassent 2000 m (Ni & Barazangi, 1986, Figure III-23).

L'étude des mécanismes aux foyers des séismes montre que des chevauchements à relativement fort pendage ( $40^{\circ}$ - $50^{\circ}$ ) sont responsables de la plupart des séismes du Zagros [Jackson, 1980, Figure III-24]. Cette étude montre également que dans la plupart des cas, la direction des failles inverses calculée par cette méthode est perpendiculaire à la direction de convergence de la plaque arabe (Figure III-24) [Berberian, 1981 ; Jackson & Fitch, 1981 ; Byrne *et al.*, 1992].

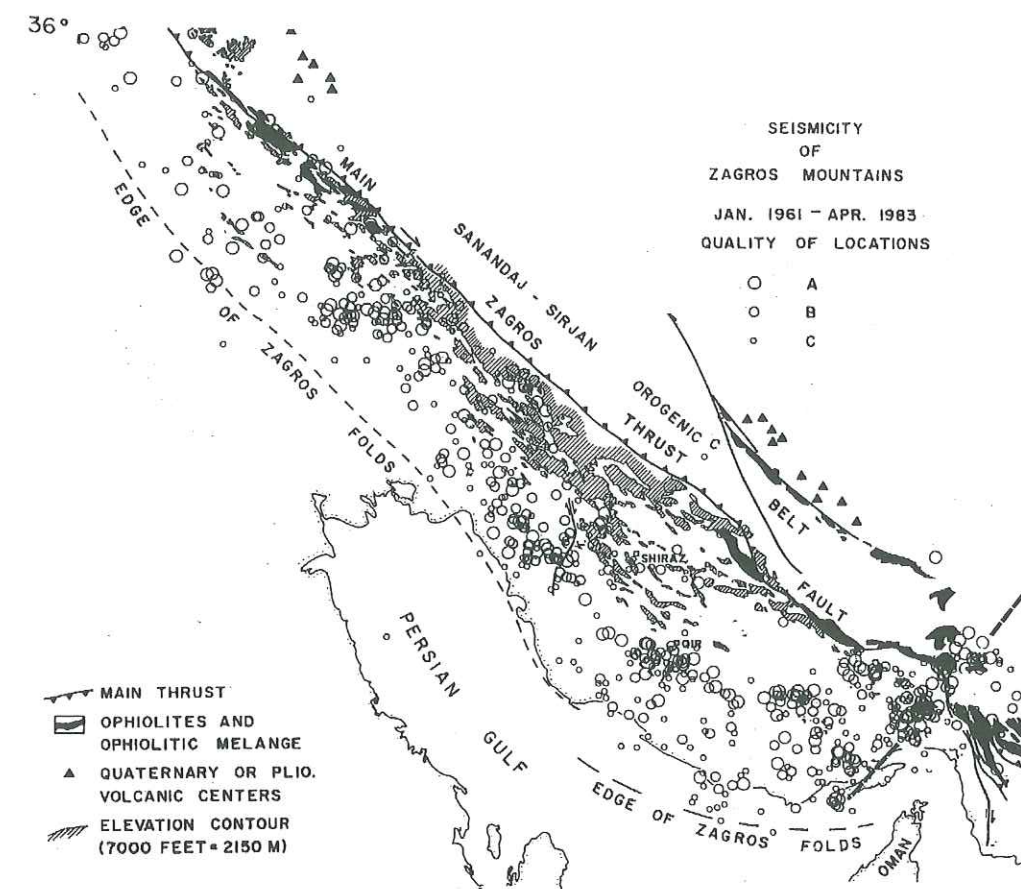


Figure III-23 Topographie supérieure à 2000 m et epicentres des séismes de 1961 à 1983 [Ni & Barazangi, 1986 ; modifiée]. Les différents diamètres des cercles représentent la qualité d'estimation de la localisation des epicentres des séismes classés par Ni & Barazangi (1986) : A, très bonne ; B, bonne ; C, moyenne.

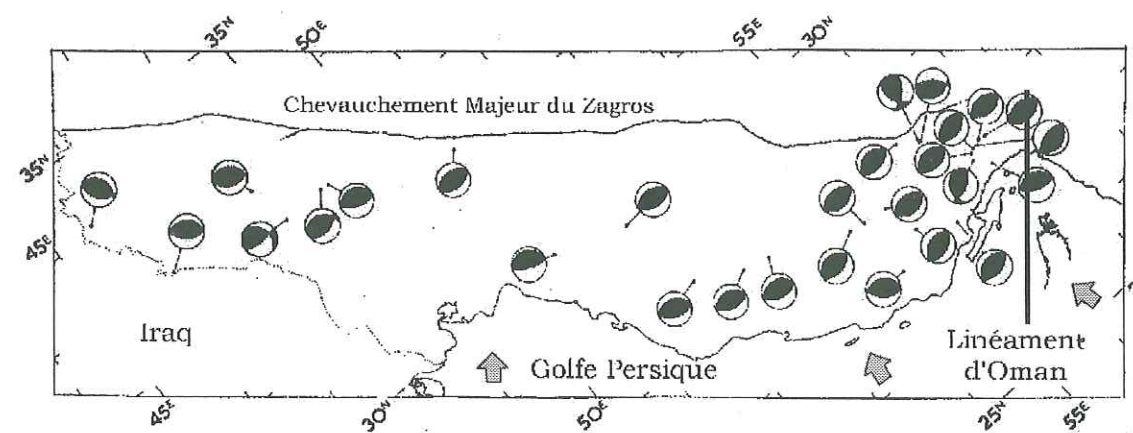


Figure III-24 Mécanismes aux foyers des séismes montrant la présence de chevauchements de fort pendage parallèles au chevauchement majeur du Zagros [Jackson, 1980 ; modifiée]. Le linéament d'Oman et la direction de convergence (flèches grises) sont également indiqués sur la Figure.



En dépit de la forte quantité d'énergie sismique libérée chaque année par le jeu des failles de socle, aucune discontinuité importante n'est visible en surface. En effet, la présence de la couche de Hormuz transmet le mouvement cassant lié au jeu des failles de socle aux couches sédimentaires sus-jacentes, sous forme ductile et non localisée.

Le taux de déformation calculé à partir des séismes historiques et récents est évalué à moins de 10% de la totalité de la déformation de convergence des plaques arabe et eurasiatique (100 km depuis le Miocène estimés par Alavi (1994)). Les 90% de déformation restants sont donc à rechercher dans des processus non-sismiques. Plusieurs auteurs [Jackson & McKenzie, 1984 ; Shoja-Taheri & Niazi, 1989] ont proposé que la présence des couches de sel (série de Hormuz) facilite ce phénomène de déformation non-sismique.

### 3.2.4. Activité actuelle des diapirs

#### 3.2.4.1. Particularité géomorphologique des affleurements de la série de Hormuz

La série de Hormuz a traversé entre 10 et 12 km de couverture sédimentaire pour atteindre à la surface. En général, les diapirs sont associés aux anticlinaux. Dans quelques rares cas, le sel affleure au cœur d'un synclinal comme c'est le cas pour le diapir de Kalat Bala (Figure III-5).

La plupart des diapirs affleurent au cœur, sur les flancs ou à la terminaison des anticlinaux. La morphologie d'un anticlinal est plus favorable à la montée de sel que celle d'un synclinal. En effet, l'érosion provoque une diminution du poids des couches de sel. La masse érodée de l'anticlinal se dépose dans les vallées synclinales voisines, ce qui augmente peu à peu la contrainte verticale dans celles-ci et sur les diapirs (cf. 1-6-2-1). Il est donc plus facile pour la masse salifère de traverser une structure anticlinale qu'une structure synclinale.

Les diapirs affleurent sur une zone généralement ellipsoïdale dont la largeur du grand axe varie de 1 à 15 km [Espahbod, 1990]. D'autres types d'affleurements de forme linéaire ou complexe existent. Une étude réalisée sur les diapirs du Zagros montre que 70% d'entre eux ont une forme plus ou moins circulaire, 19% une forme linéaire et 11% une forme complexe [Aeoi, 1993]. Les diapirs de forme exactement circulaire sont rares et ont des diamètres inférieurs à 2 km. On observe que la plupart des affleurements salifères proches du chevauchement majeur du Zagros ont de petits diamètres. Par contre, les diapirs situés au bord du golfe sont très large et atteignent plusieurs dizaines de kilomètres.

Les types d'affleurements des diapirs dans la chaîne plissée du Zagros et leur adaptation à la structure générale montre l'existence de trois phases de mobilisation et d'intrusion. Elles ont été décrites par plusieurs auteurs comme Ala (1974), Fürst (1976, 1990) et Trusheim (1974). Dans tous les cas, la classification est à peu près la même. Les affleurements diapiriques sont répartis en : pré-orogéniques, syn et post-orogéniques. Les diapirs pré-orogéniques (pré-raccourcissement) sont petits et parallèles à l'axe des plissements. Ils ont atteint la surface avant le raccourcissement du Zagros et l'orogénese correspondante. Ils se trouvent toujours dans les synclinaux. Les diapirs syn-orogéniques

sont liés aux anticlinaux. Les diapirs post-orogéniques sont des diapirs salifères de même taille que ceux du deuxième groupe, parfois plus larges. Ils sont circulaires que les autres et leur répartition ne respecte pas la direction générale de plissement NE-SW.

#### 3.2.4.2. Estimation des vitesses de déformation

L'activité actuelle des diapirs a été observée principalement par des études géomorphologiques. Nous présentons dans la suite de ce travail notre propre analyse de l'activité actuelle de la série de Hormuz dans la région de Bandar Abbas. Nous présentons dans ce paragraphe les opinions et les résultats obtenus par d'autres auteurs.

Les diapirs du Zagros passent par trois états : non-affleurant, actif et passif. La phase non-affleurant est la période au cours de laquelle le sel progresse vers la surface. A un diapir actif correspond une forme en dôme (relief positif) après une longue période d'érosion alors qu'à un diapir passif correspond une dépression remplie par des éléments non-évaporitiques. L'étude morphologique générale réalisée sur les diapirs au Zagros montre que 43% sont dans une phase active, 41% dans une phase passive et 16% sont en train de disparaître sous un bassin subsident [Aeoi, 1993]. Théoriquement, ces trois phases se succèdent mais la durée de chacune d'elles dépend de nombreux paramètres comme : le pourcentage du sel, les précipitations, la température, la position du diapir par rapport à l'anticlinal et d'autres phénomènes et caractéristiques physiques et mécaniques détaillées au Chapitre 1.

Samadian (1990) propose des taux de soulèvement pour quelques diapirs du Sud-Est du Zagros et de l'île de Qeshm (Figure III-5). Cet auteur a utilisé la dénivelée entre (1) les sédiments récents au contact du diapir de Namakdan (Figure III-5), et (2) les mêmes sédiments situés en bord de la mer, loin du diapir. En bord de mer, l'unité marine de Qeshm datée de 30000 à 40000 ans, affleure entre +15 et +20 m. Au contact du diapir de Namakdan, la même unité est située à la cote +25 m. C'est à dire 5 à 10 mètres plus haut que dans le reste d'île. Cette dénivelée correspond à un taux de soulèvement moyen de 2,2 mm/an. Sur cette même île, un soulèvement de 2 à 2,5 mm/an a été calculé pour les grès de Suza (âge compris entre 4000 et 6000 ans) éloignés du diapir. A proximité du diapir de Namakdan (Figure III-5), leur soulèvement est estimé entre 3 et 3,5 mm/an. La différence (1 à 1,5 mm/an) est attribuée à la montée du diapir.

Samadian (1990) a estimé le mouvement vertical sur d'autres affleurements, comme celui de Gachin (Figure III-5). Le soulèvement général de la région estimé à partir de la formation de Suza (6000 à 4000 ans) est de 1 à 1,5 mm/an, contre 1,7 à 2,7 mm/an au contact de Gachin, soit un différentiel de 0,7 à 1,2 mm/an. Au niveau du diapir d'Anguran (Figure III-5), les valeurs sont respectivement de 1 à 1,5 mm/an en zone éloignée et de 2,5 à 3 mm/an à proximité du diapir, soit un différentiel de 1,5 mm/an.

Plusieurs diapirs de sel du SE du Zagros sont donc encore actifs. Selon Samadian (1990), la vitesse de leur soulèvement peut atteindre 3 mm/an.



### 3.2.5. Géotectonique de la région de Bandar Abbas

Notre travail étant centré sur la région de Bandar Abbas. Nous présentons dans ce paragraphe les principaux traits de sa structure géologique.

#### 3.2.5.1. Tectonique de la région de Bandar Abbas

Notre région d'étude est située dans un endroit particulier, à la fois proche de la zone de chevauchement du Zagros au Nord et de la faille de Minab à l'Est, dans le prolongement du linéament d'Oman. Dans cette région, la direction des plis passe de NW-SE à E-W. Ce changement de direction des plis est imputable au mouvement de la plaque arabe vers le Nord, le long de la faille de Minab (Figure III-17). Au Nord et au Nord-Est de ce secteur, les anticlinaux de Furgun et Darbast (Figure III-25) ont cependant la même direction que ceux du Zagros en général (NW-SE). Ces anticlinaux constituent le début de la zone de chevauchement du Zagros (Figure III-20 et Figure III-25). Il existe par ailleurs quelques anticlinaux de direction NE-SW, comme les anticlinaux de Pouladi, de Sarkhoun, de Jallabi et de Murun (Figure III-25).

La Figure III-26 représente une coupe structurale de la région d'étude. Celle-ci a été reprise de la carte géologique de la région de Bandar Abbas (au 1/250000).

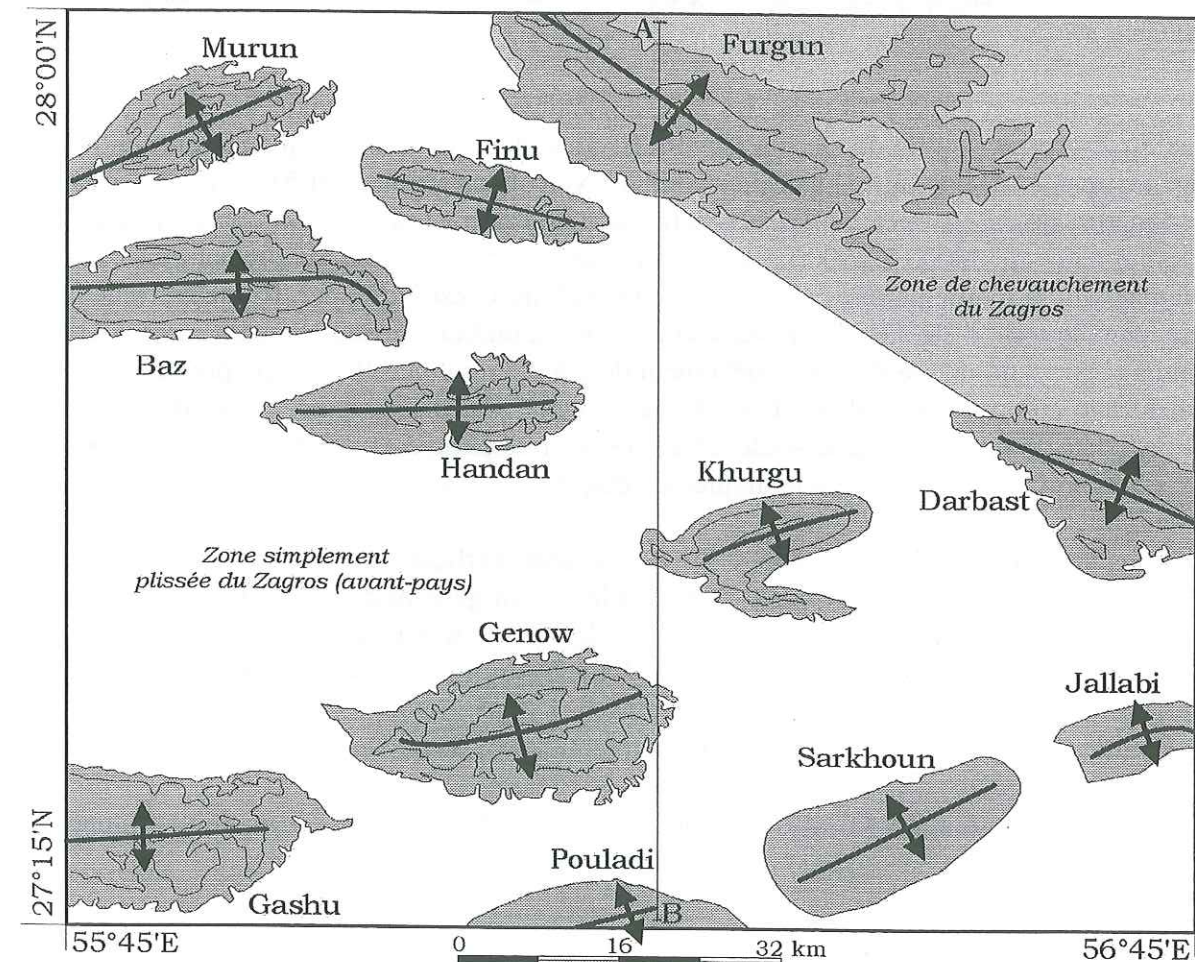


Figure III-25 Schéma des anticlinaux dans la région de Bandar Abbas.  
A-B, direction de la coupe structurale de la Figure III-26.

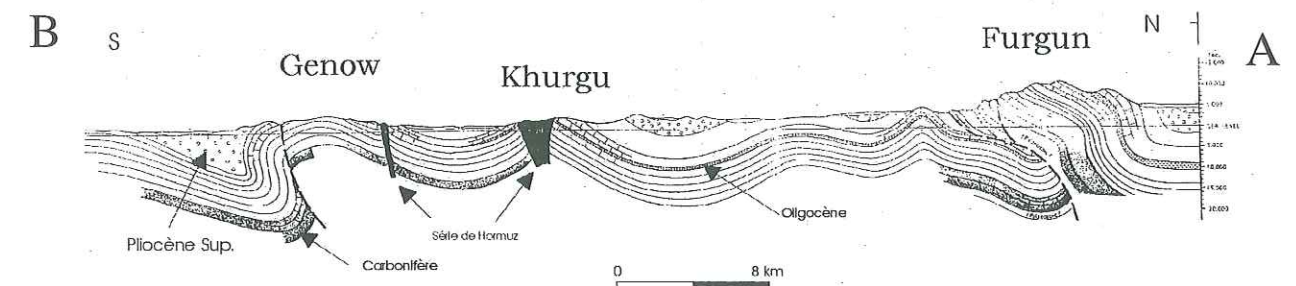


Figure III-26 Coupe structurale de la région de Bandar Abbas.  
Localisation de la coupe est représentée sur la Figure III-25.

Dans la région de Bandar Abbas comme dans tout le Zagros, la structure tectonique superficielle est contrôlée par le mouvement des failles du socle. Malgré l'absence d'arguments en surface, la présence de failles de socle et leurs effets sur la tectonique régionale sont largement admis [Haynes & McQuillan, 1974 ; Kashfi, 1976 ; Alavi, 1980, 1994 ; Darvishzadeh, 1990 ; Fürst, 1990]. Le linéament d'Oman est, de ce point de vue, la plus importante structure de la région. La présence de ce linéament est confirmée sur les cartes de profondeur de socle [Motiei, 1990], ainsi que par les distributions des séismes [Kadinsky-Cade & Barazangi, 1982], du flux de chaleur [Motiei, 1990] et des anomalies gravimétriques [Synder & Barazangi, 1986, Figure III-18].

#### 3.2.5.2. Données de la cartographie et de la stratigraphie

La géologie de la région de Bandar Abbas n'est pas différente de celle de l'ensemble du Zagros. Mais, sa position (à la limite Est du Zagros) confère des caractéristiques particulières à cette région.

Une carte géologique de la région de Bandar Abbas au 1/250000 (Figure III-27) a été réalisée par Harrison *et al.* (1975) et publiée par le service de cartographie de la société géologique de l'Iran (G.S.I. : *Geological Society of Iran*). Pour le Zagros, la plupart des cartes géologiques ont été réalisées par la Compagnie Nationale iranienne du Pétrole (N.I.O.C. : *National Iranian Oil Company*) en raison de la présence de grands réservoirs de pétrole et de gaz. Cette compagnie a publié plusieurs cartes, notamment celles levées par Perry *et al.* (1965) du Fars SE et du Fars SW (Zagros Sud) à l'échelle du 1/250000 et celles assemblées par Huber (1977) du Sud et du Centre de l'Iran (à l'échelle du 1/1000000) (Figure III-27).

Ces cartes géologiques étant à notre disposition, nous nous en servons pour donner une idée générale de la structure géologique et de la lithologie des formations ainsi que pour préciser la localisation des sites en dehors de la région de Bandar Abbas.



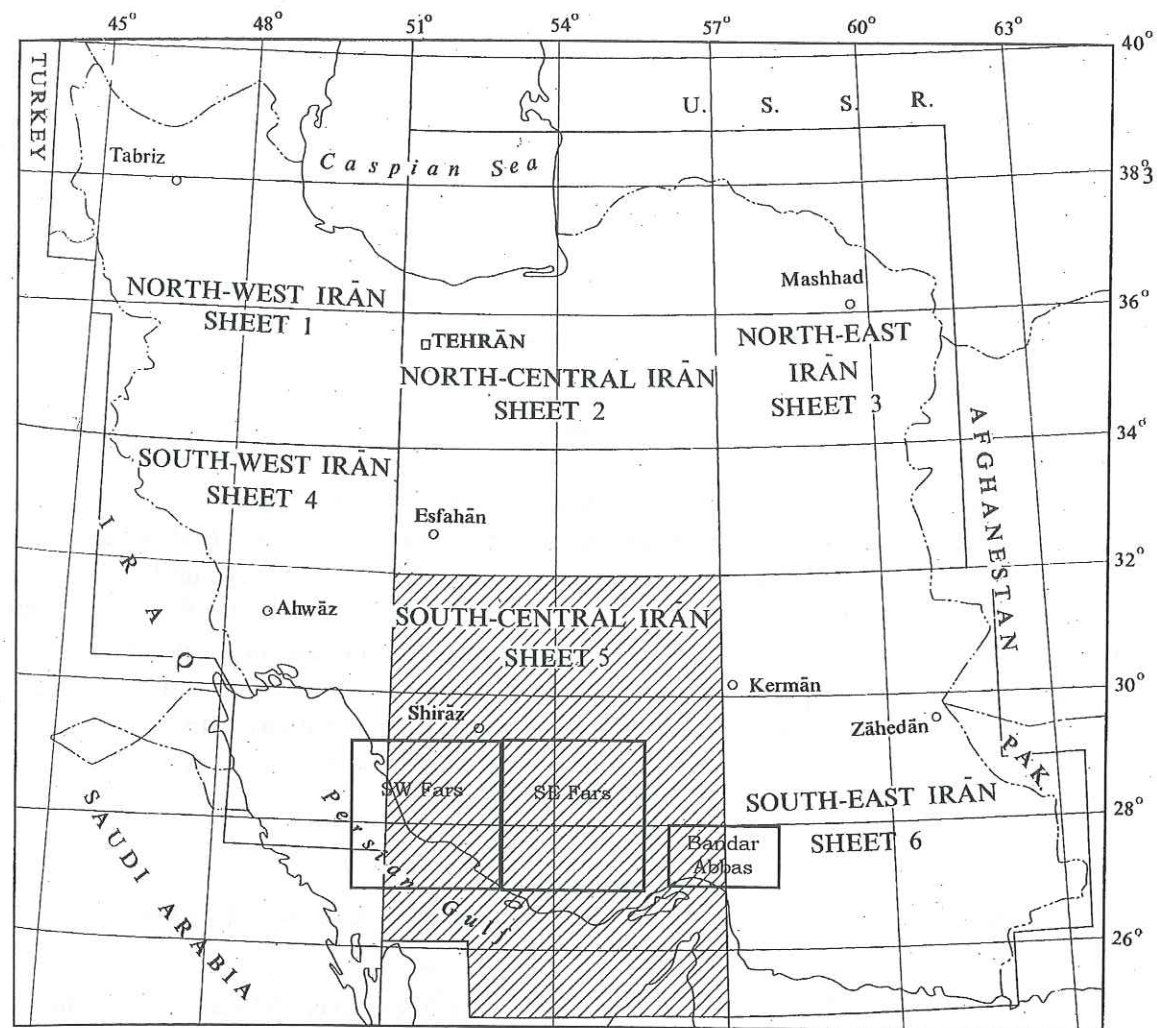


Figure III-27 Localisation de quatre cartes géologiques disponibles sur le Zagros :  
Carte géologique de la région de Bandar Abbas ; cartes de Fars SW et SE au 1/250000 ; et carte géologique du Sud et du Centre de l'Iran au 1/1000000.

Dans un premier temps et grâce à de bonnes copies de photos aériennes prises en 1957 (échelle : 1/50000), à la carte géologique (au 1/250000) et à une étude de terrain, nous avons élaboré une carte géologique plus détaillée de la région située au Nord de Bandar Abbas (Figure III-29). Cette carte couvre la zone centrale de notre région d'étude où trois sites diapiriques (Finu, Khurgu et Genow) sont présents. Les améliorations suivantes ont été apportées par rapport à la carte existante :

- les limites des formations ont été corrigées ;
- des âges de formation incorrects ont été rectifiés ;
- une simplification (regroupement d'ensemble du *Fars Group*) a été réalisée.

Cette carte est représentée sur la Figure III-29.

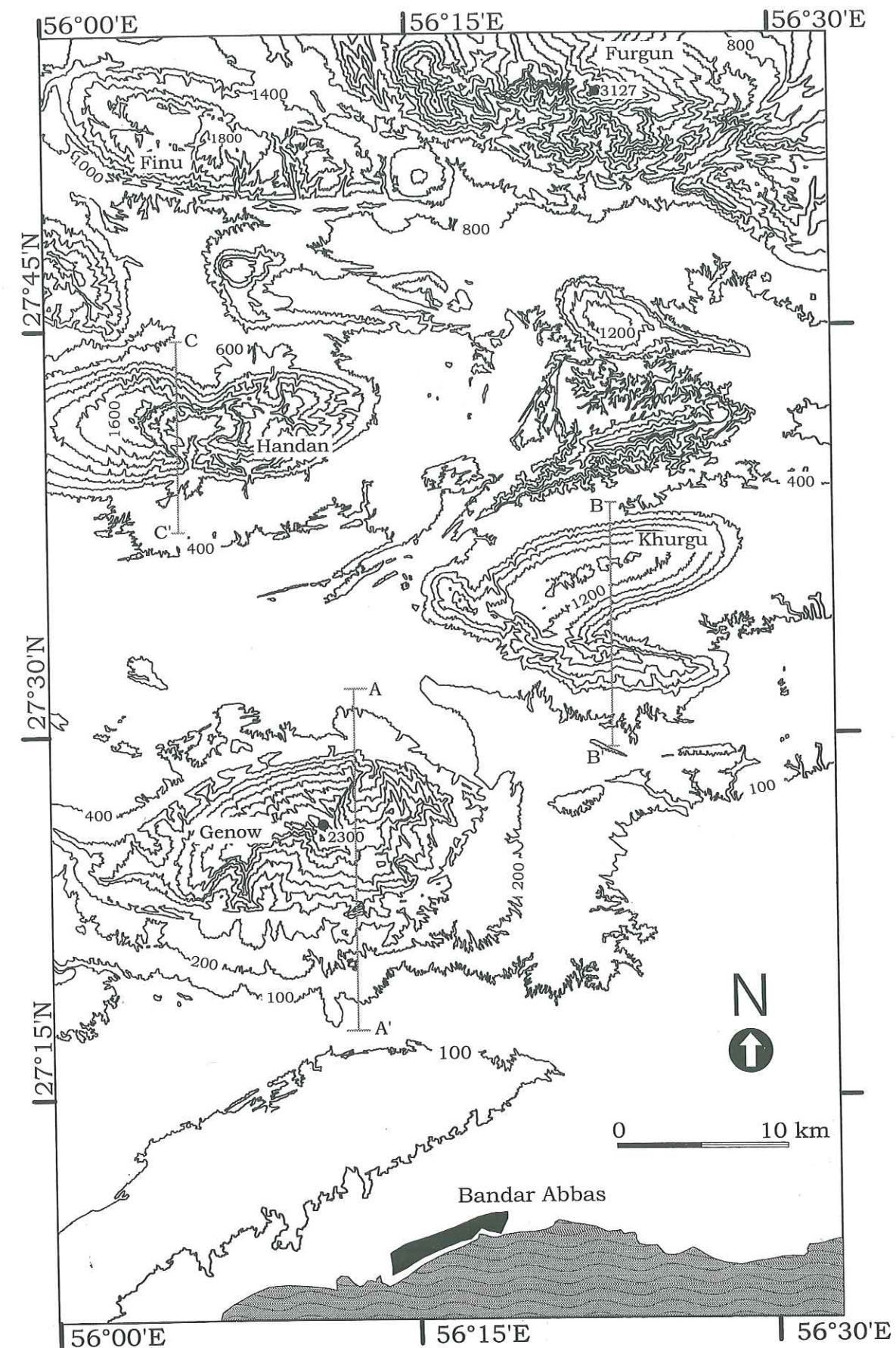


Figure III-28 Carte topographique de la région étudiée au nord de Bandar Abbas.  
A-A', B-B', C-C', coupes géologiques représentées sur la Figure III-30.



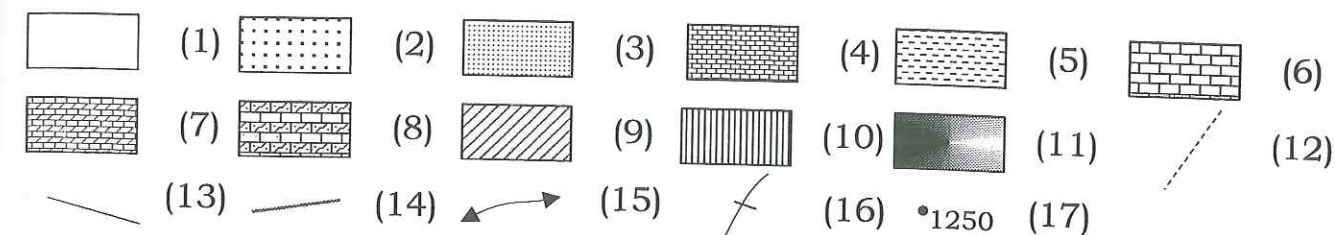
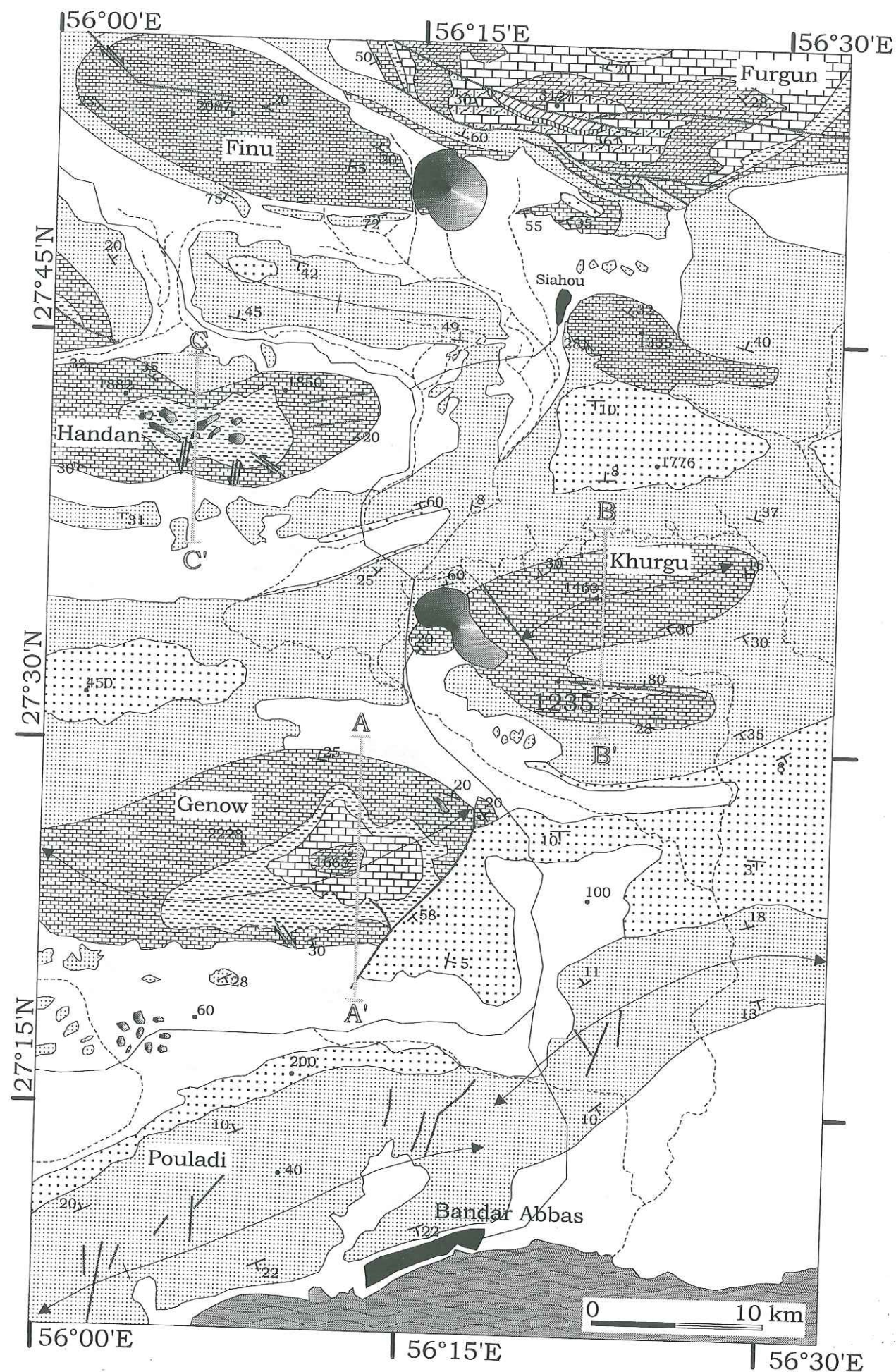


Figure III-29 Carte géologique de la région étudiée au nord de Bandar Abbas.  
 (1), Quaternaire ; (2), Pliocène supérieur ; (3), Mio-Pliocène ; (4), Oligo-Miocène ; (5), Paléocène-Eocène ; (6), Crétacé moyen et supérieur ; (7), Jurassique - Crétacé inférieur ; (8), Trias, (9), Permo-Carbonifère ; (10), Silurien ; (11), affleurement de la série de Hormuz, (12), rivière principale ; (13), route principale ; (14), faille ; (15), axe anticlinal ; (16), axe synclinal ; (17), altitude en mètre.

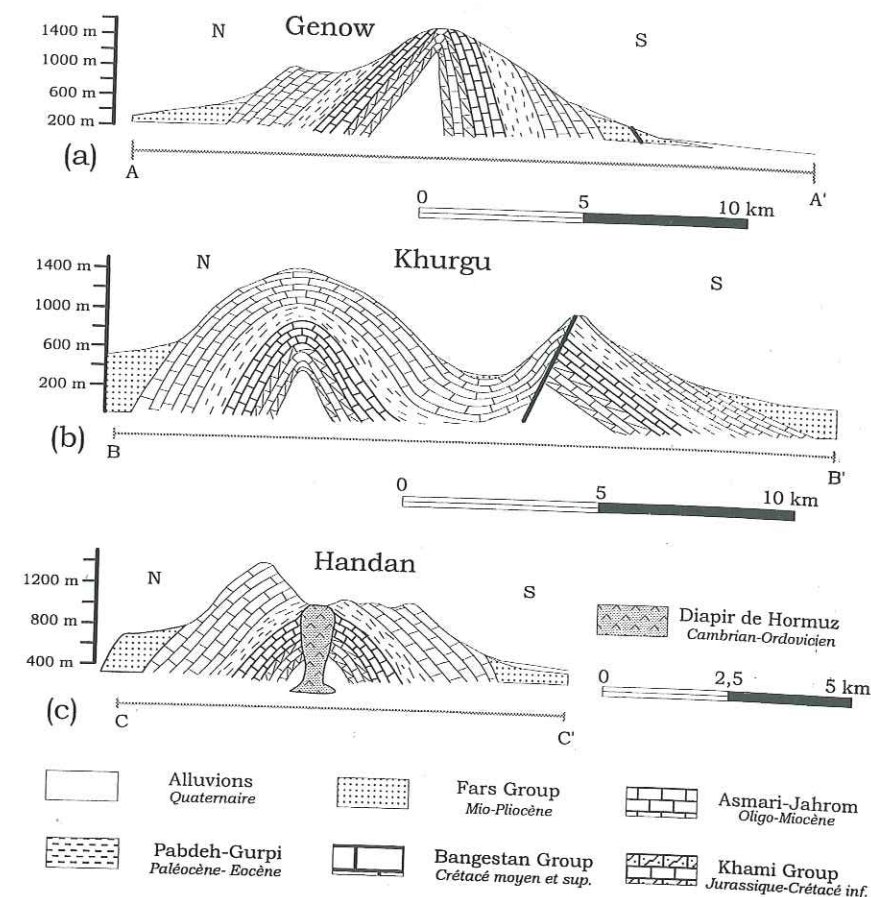


Figure III-30 Coupes géologiques de trois anticlinaux dans la région de Bandar Abbas (les hauteurs sont exagérées).  
 (a), anticlinal de Genow ; (b), anticlinal de Khurgu ; (c), anticlinal de Handan. Les positions de ces coupes sont représentées sur la carte topographique (Figure III-28) et géologique (Figure III-29).

Dans cette zone, les plis ont une direction variant de N70°E à N120°E. Les couches affleurantes vont du Silurien au Pliocène. Les formations du Silurien au Jurassique n'affleurent que le long du chevauchement qui traverse l'anticlinal de Furgun (Figure III-29). Dans les paragraphes suivants, nous décrivons la lithologie des formations allant du Jurassique à l'Holocène constituant la plupart des terrains affleurants. La colonne lithostratigraphique du SE du Zagros est représentée sur la Figure III-31 [Ala, 1974]. Nous avons précisé (dans le paragraphe 3-3-2-2) la lithologie de la série évaporitique de Hormuz.



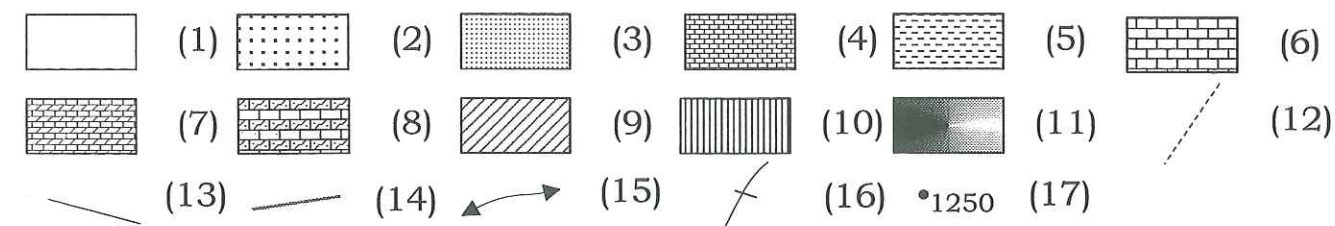
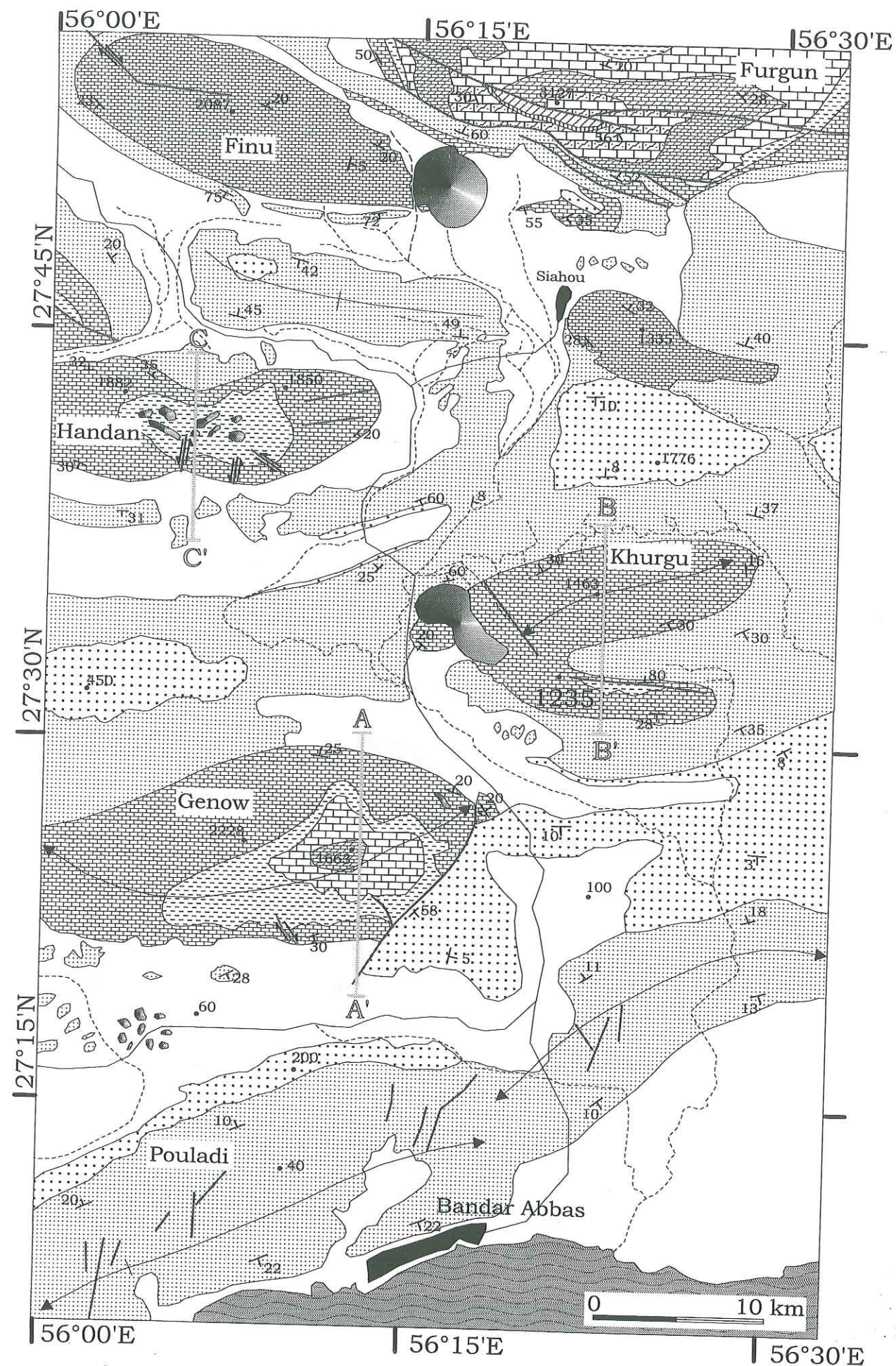


Figure III-29 Carte géologique de la région étudiée au nord de Bandar Abbas.  
 (1), Quaternaire ; (2), Pliocène supérieur ; (3), Mio-Pliocène ; (4), Oligo-Miocène ; (5), Paléocène-Eocène ; (6), Crétacé moyen et supérieur ; (7), Jurassique - Crétacé inférieur ; (8), Trias, (9), Permo-Carbonifère ; (10), Silurien ; (11), affleurement de la série de Hormuz, (12), rivière principale ; (13), route principale ; (14), faille ; (15), axe anticlinal ; (16), axe synclinal ; (17), altitude en mètre.

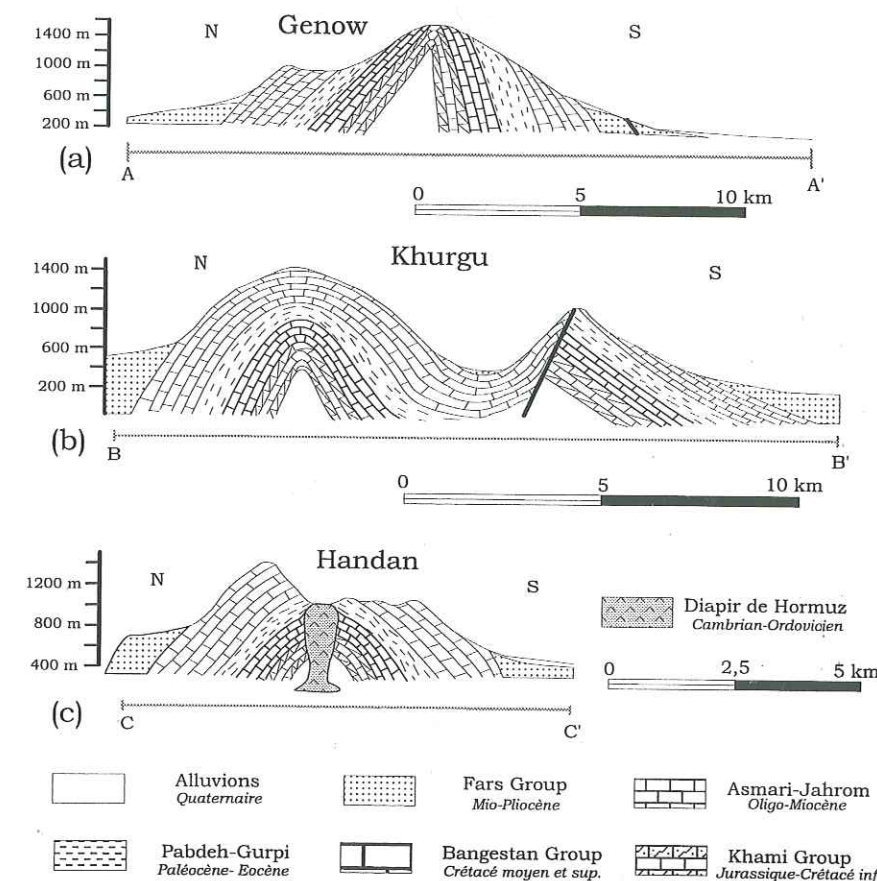


Figure III-30 Coupes géologiques de trois anticlinaux dans la région de Bandar Abbas (les hauteurs sont exagérées).  
 (a), anticlinal de Genow ; (b), anticlinal de Khurgu ; (c), anticlinal de Handan. Les positions de ces coupes sont représentées sur la cartes topographique ( Figure III-28) et géologique (Figure III-29).

Dans cette zone, les plis ont une direction variant de N70°E à N120°E. Les couches affleurantes vont du Silurien au Pliocène. Les formations du Silurien au Jurassique n'affleurent que le long du chevauchement qui traverse l'anticlinal de Furgun (Figure III-29). Dans les paragraphes suivants, nous décrivons la lithologie des formations allant du Jurassique à l'Holocène constituant la plupart des terrains affleurants. La colonne lithostratigraphique du SE du Zagros est représentée sur la Figure III-31 [Ala, 1974]. Nous avons précisé (dans le paragraphe 3-3-2-2) la lithologie de la série évaporitique de Hormuz.



- *Jurassique-Crétacé inférieur* : les formations de cet âge sont réunies dans le *Khami Group* (Figure III-31). Il est constitué de dolomites, de calcaires et d'une couche mince de gypse et d'anhydrite et est épais d'environ 600 m dans notre région. Les affleurements se trouvent le long du chevauchement de l'anticlinal de Furgun (Figure III-29).

- *Crétacé moyen et supérieur* (*Bangistan Group*, Figure III-31). Il est constitué de 700 m environ de marnes calcaires, de marnes et de calcaires argileux. Les affleurements sont situés le long du chevauchement de Furgun et au sommet d'anticlinaux érodés comme celui de Genow (Figure III-29).

- *Paléocène-Eocène* : Il est représenté par la Formation *Gurpi* (Figure III-31) qui est constituée, sur plus de 800 m d'épaisseur, de marnes marines, de schistes argileux noirs et bleus et de marnes calcaires. Dans notre région, cette formation se trouve au sommet des anticlinaux de Genow et Furgun (Figure III-29). Cette formation recouverte par la formation de *Pabdeh* (Figure III-31) affleure au niveau des anticlinaux de Genow, de Handan, de Finu et de Khurgu. Elle est constituée de schistes argileux qui passent latéralement à de calcaires argileux gris sur 600 m d'épaisseur.

- *Oligo-Miocène* (*Asmari-Jahrom*, Figure III-31) : Sur près de 1200 m d'épaisseur, elle est constituée de calcaires crèmes et bruns. C'est la roche réservoir des hydrocarbures. La Formation *Asmari-Jahrom* constitue les plus grands affleurements de calcaire de cette région. Les flancs des anticlinaux de Genow, de Khurgu, de Handan et de Finu sont constitués de roches appartenant à cette formation.

- *Mio-Pliocène* (*Formation Fars Group*) : Il comprend trois formations : *Razak*, *Mishan* et *Agha Jari* (Figure III-31). La Formation *Razak* est constituée de sables calcaires, de sables, de limons et sables schisteux [Gill & Ala, 1972]. En dehors de notre région d'étude, cette formation passe latéralement à une série évaporitique (gypse et anhydrite) : la Série de *Gachsaran*. Cette dernière est cependant absente de la région de Bandar Abbas où l'on ne trouve que la Formation *Razak*. La Formation *Mishan* est constituée de marnes grises, de schistes argileux et de calcaires et la Formation *Agha Jari*, de grès bruns et gris, de marnes rouges et de grès fins. Au total, ces trois Formations ont une épaisseur cumulée de 2800 m. La représentation des limites entre ces formations sur la carte géologique aurait nécessité une étude stratigraphique détaillée sur le terrain. Cette démarche n'étant pas indispensable à notre travail, elle n'a pas été effectuée et nous avons donc rassemblé ces formations au sein du *Fars Group* (Figure III-29).

- *Pliocène supérieur* (*Formation Bakhtyari*, Figure III-31). Constituée de conglomérats et de grès conglomératiques, elle est affectée d'un pendage tectonique allant jusqu'à 5° marquant la dernière phase tectonique du Plio-Quaternaire (Passadonienne). Les éléments des conglomérats sont des roches de l'Oligocène, de l'Eocène et du Crétacé. Ils sont liés par un ciment de sable, de silice et de calcaire.

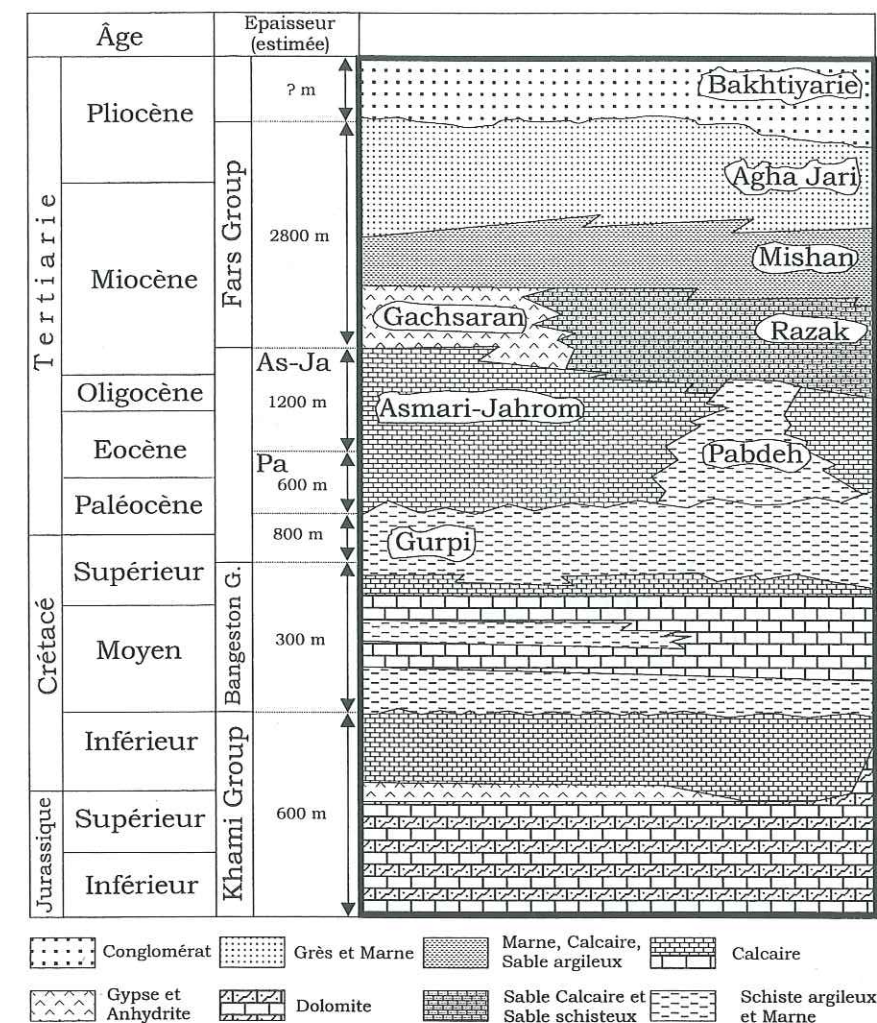


Figure III-31 Colonne lithostratigraphique du SE du Zagros d'après Ala (1974), redessinée et modifiée. L'estimation des épaisseurs est tirée de la carte géologique (1/250000) de la région de Bandar Abbas, réalisée par Harrison *et al.* (1975).

- *Holocène* : il est possible de distinguer parmi les sédiments de l'Holocène trois unités : les sédiments de 30000 à 6000 ans (alluvions de *Gachin*), les conglomérats de *Bastano* de 6000 à 4000 ans et les sédiments de l'Holocène supérieur de moins de 4000 ans [Samadian, 1990]. Sur le terrain, il est difficile de distinguer le conglomérat de *Bakhtyari* (Pliocène supérieur) des sédiments cimentés de l'Holocène. Selon M. Pédrani (expert de la *Geological Society of Iran*, communication orale, 1996), il est cependant possible de différencier le conglomérat de *Bakhtyari*, des alluvions quaternaires en utilisant les arguments suivants :

- les alluvions sont moins épaisses que les conglomérats de *Bakhtyari* ;
- le conglomérat de *Bakhtyari* est beaucoup plus consolidé que les alluvions ;
- un pendage tectonique de 5° est typique des conglomérats de *Bakhtyari* ; alors que les conglomérats holocènes sont subhorizontaux.



### 3.3. Données et outils utilisés

Pour étudier la déformation actuelle liée au diapirisme salifère dans le Zagros, nous avons besoin d'une série des données et outils afin de :

- localiser des zones actives ;
- visualiser la déformation actuelle ;
- caractériser le type de déformation ;
- et proposer un mécanisme tectonique à l'origine de la déformation.

L'objet de ce paragraphe est de présenter les différentes données et outils utilisés, leurs caractéristiques et les différentes étapes de leur confection. Ce sont : le réseau hydrographique et deux types de modèle numérique de terrain (carte et SPOT).

#### 3.3.1. Réseau hydrographique

Les réseaux hydrographiques sont très sensibles aux mouvements récents et aux déformations de la surface. L'analyse du réseau hydrographique permet une étude précise de la déformation récente au voisinage des diapirs salifères.

Nous avons extrait le squelette du réseau hydrographique des cartes topographiques (échelle 1/50000). Ces cartes, réalisées en 1970 à partir de campagnes de photographies aériennes au 1/50000 en moyenne par l'Institut Géographique National Iranien, ont une précision suffisante pour permettre la visualisation des indices de la déformation actuelle. Nous avons à notre disposition une bonne copie de ces cartes (Figure III-32).

Il a d'abord été nécessaire d'extraire de ces cartes toutes les traces de drainage (18 cartes pour une superficie de 150000 km<sup>2</sup>). Pour cela on a dessiné ces traces (Figure III-33) sur calque vierge.

Trois étapes ont ensuite suivi ce travail pour aboutir à un document numérique global :

- numérisation des cartes retracées à l'aide d'un grand scanner (A0) ;
- vectorisation semi-automatique des cartes scannerisées grâce au logiciel *Traceur* ;
- assemblage des différentes cartes vectorisées à l'aide d'*AutoCad Map14*.

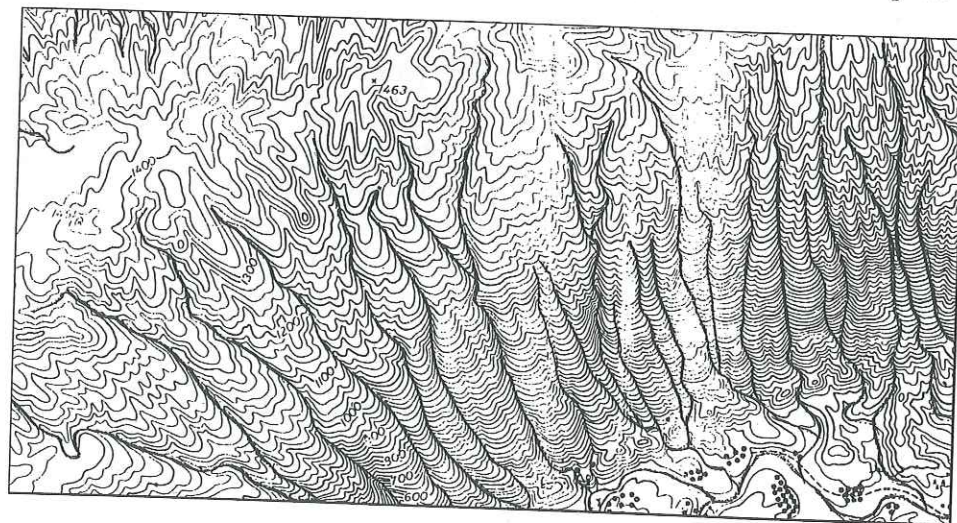


Figure III-32 Extrait d'une carte topographique dans la région de Bandar Abbas.

La Figure III-33 présente le réseau hydrographique de la région de Bandar Abbas obtenu après les traitements ci-dessus.

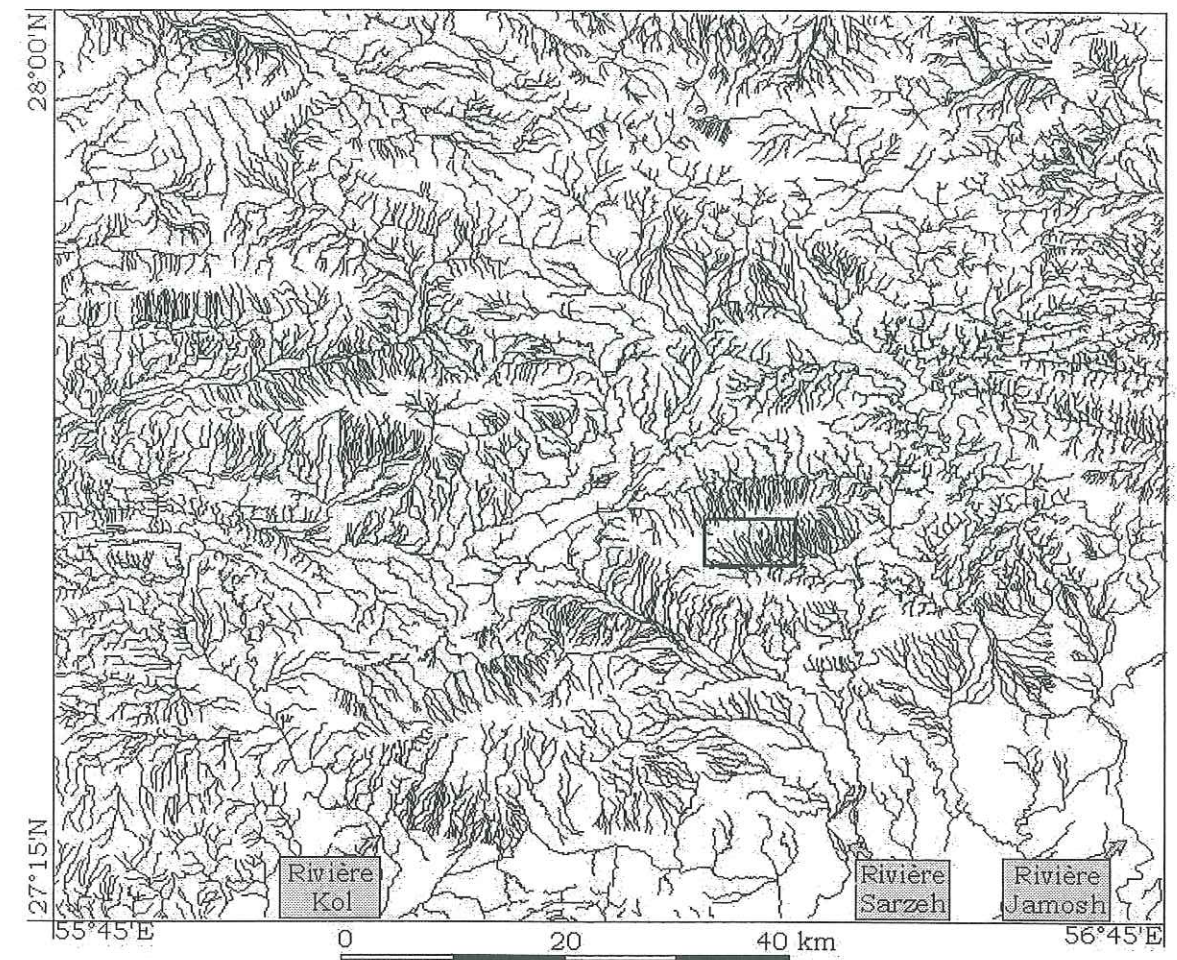


Figure III-33 Réseau hydrographique vectorisé de la région de Bandar Abbas correspondant à la Figure III-25. La zone de la Figure III-32 est encadrée.

#### 3.3.2. Modèle numérique de terrain obtenu à partir des courbes de niveau

Les modèles numériques de terrain (MNT) sont de plus en plus utilisés en géologie. Ils correspondent à une image matricielle  $z(x,y)$ , où  $z$  est un paramètre représentatif du terrain (altitude, pente, ...). Le type de MNT le plus utilisé est le MNT d'altitude (en anglais : *Digital Elevation Model* ou *DEM*) qui permet une analyse quantitative et qualitative des formes du relief terrestre. Ces formes résultent de l'action de nombreux paramètres aussi bien endogènes (lithologie, structures, tectonique) qu'exogènes (variations climatiques, végétation, action humaine).

Les données utilisées pour le calcul d'un MNT peuvent être les courbes de niveau des cartes topographiques. Nous disposons pour notre part de cartes au 1/50000, avec équidistance des courbes de niveau de 20 mètres ; les mêmes que nous avons utilisées pour extraire le réseau hydrographique (cf. 3-3-1). Ces cartes topographiques, établies par photogrammétrie, ont chacune une taille de 50 × 55 cm. Toutes les courbes de niveau n'ont



pas été utilisées à cause de la présence de reliefs importants. Seules les courbes de niveau principales, équidistantes de 200 m, ont été utilisées dans les zones à forte pente.

Pour calculer le MNT à partir de ces cartes, un important travail a été réalisé :

- retraçage manuel des courbes de niveau de 18 cartes topographiques ;
- numérisation par scannerisation des courbes (Figure III-34) ;
- vectorisation automatique des courbes scannerisées par logiciel de *traceur* (Figure III-35) ;
- assemblage et mise en altitude des courbes de niveau avec le logiciel *AutoCad Map14* ;
- mise en forme matricielle des courbes de niveau par le logiciel *Quicksurf* ;
- et visualisation des surfaces numériques au logiciel *Matlab*.

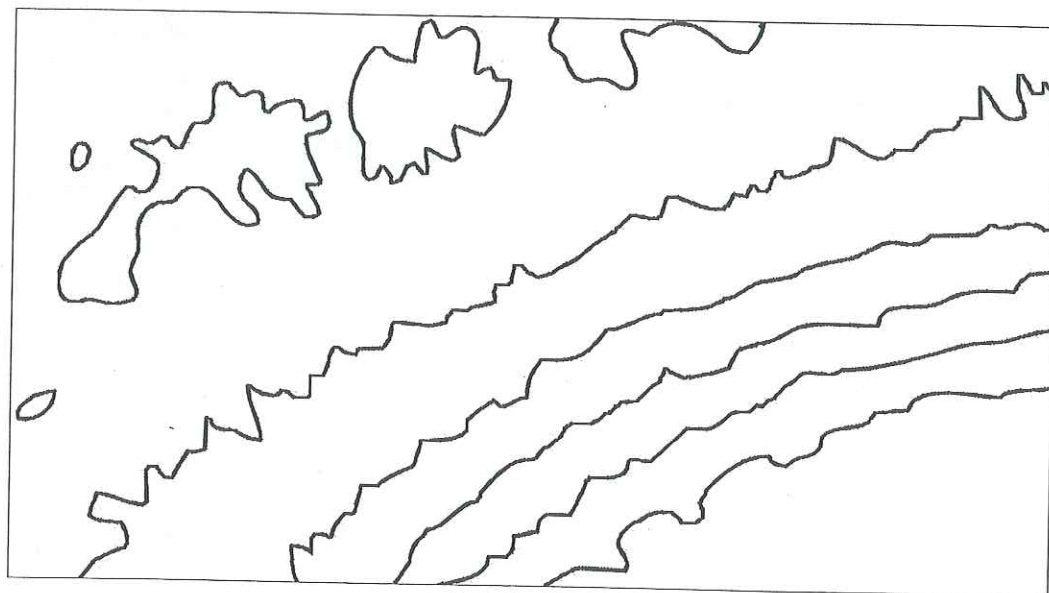


Figure III-34 Extrait scannerisé des courbes de niveau de la zone de Figure III-32.

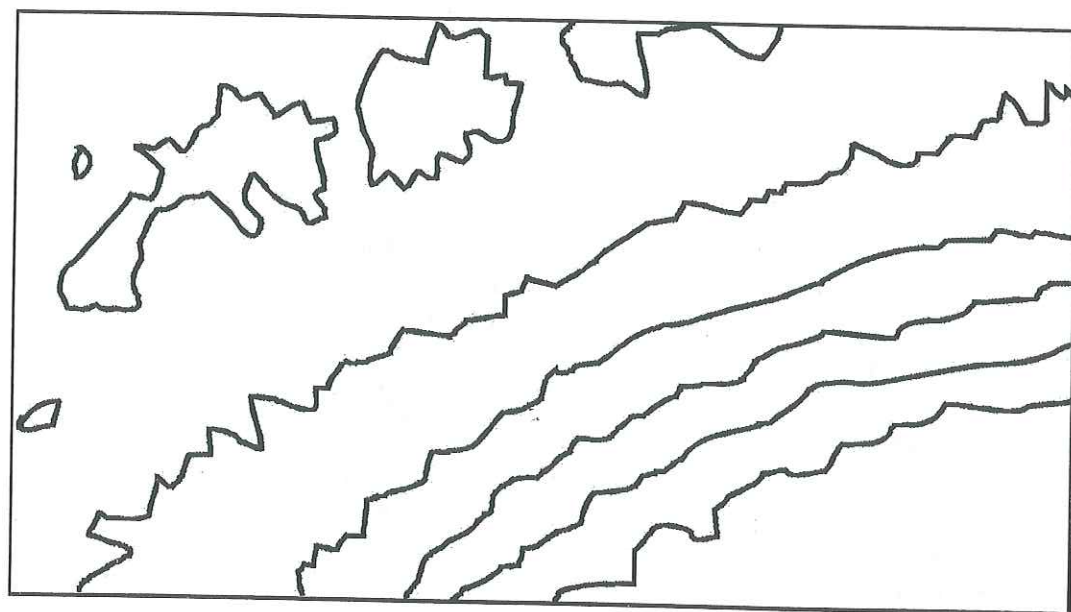


Figure III-35 Extrait vectorisé des courbes de niveau de la Figure III-34.

Le résultat obtenu peut être présenté de différentes façons. Dans ce travail, nous avons utilisé deux représentations : celle des altitudes et celle des pentes.

### 3.3.2.1. Représentation des altitudes

Ce type de représentation du relief est restitué par un codage de couleurs (ou différents niveaux de gris) qui représentent différentes altitudes (Figure III-36). Nous avons également la possibilité de voir les reliefs en 3D en choisissant un point de vue et un axe de perspective. Cela permet de mieux mettre en évidence les accidents structuraux.

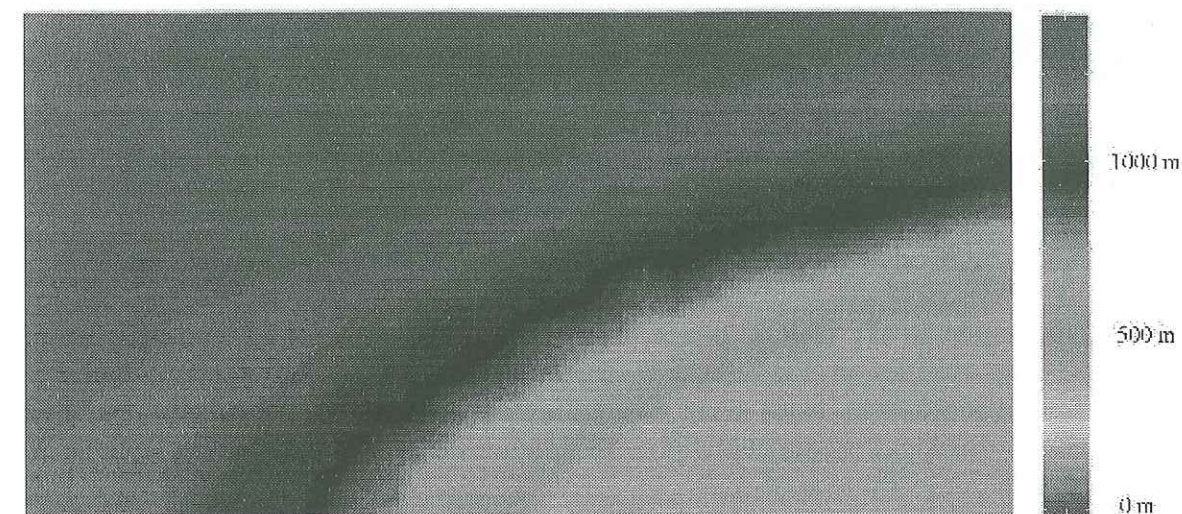


Figure III-36 Représentation en carte des altitudes d'un modèle numérique de terrain sur la zone de la Figure III-32.

### 3.3.2.2. Représentation des pentes

Dans ce type de représentation (Figure III-37), c'est la pente (gradient de l'altitude) qui est représentée par une couleur ou par un niveau de gris. Les pentes sont exprimées en pourcentage. Nous pouvons sur ce type de représentation, repérer les accidents structuraux majeurs qui correspondent le plus souvent aux pentes les plus fortes. L'utilisation de la représentation des pentes permet aussi de distinguer des discontinuités d'amplitude faible. Comme dans le cas de la représentation précédente, des vues perspectives peuvent être obtenues.



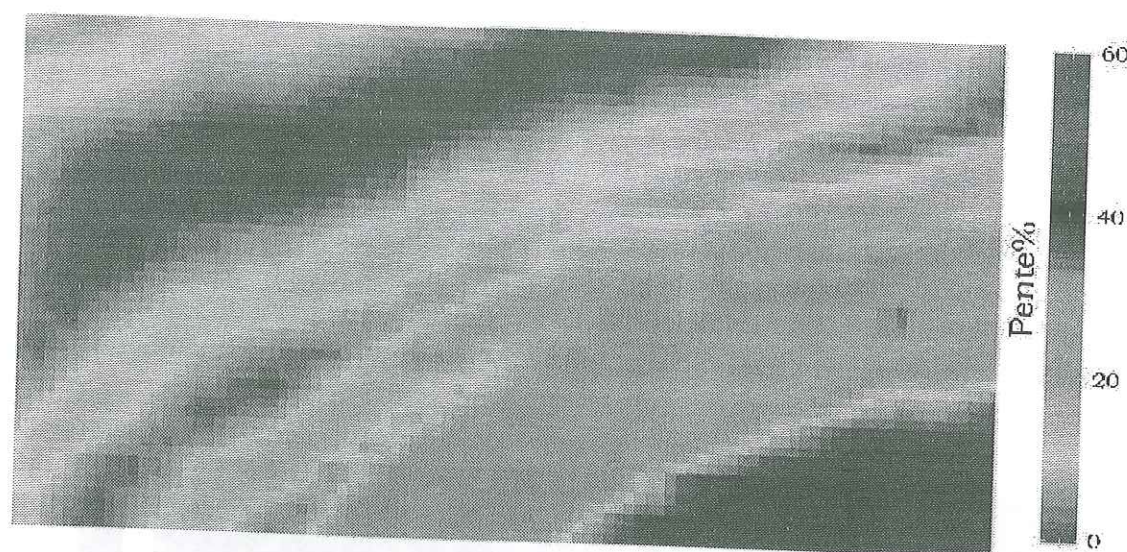


Figure III-37 Représentation en carte des pentes d'un modèle numérique de terrain sur la zone de la Figure III-320.

### 3.3.3. Modèle numérique de terrain obtenu à partir des images SPOT

Le satellite SPOT (SPOT Image, 1986) peut acquérir avec le même instrument (capteur Haute Résolution Visible ou HRV) des données panchromatiques 'P' et des données multibandes 'XS'. Nous avons eu à notre disposition un couple panchromatique et une scène multibande. Les caractéristiques techniques des trois scènes SPOT disponibles sont présentées sur le Tableau III-3.

Caractéristiques	Scène 1	Scène 2	Scène 3
Numéro de K-J	165-295	165-295	165-294*
Date de prise d'image	07/05/1995	28/06/1993	24/07/1993
Instrument	HRV 2	HRV 1	HRV 2
Niveau de traitement	1A	1A	1B
Mode de scène	panchromatique	panchromatique	Multibande
Angle d'orientation	011,1°	008,6°	008,9°
Angle d'incidence	gauche 18,6°	Droit 17,9°	Droit 16,1°
Angle de prise de vue	+16,4°	-21,2°	-14,2°
Résolution	10 m	10 m	20 m
Nombre de lignes	6000	6000	3000
Nombre de pixels par ligne	6000	6000	3000
Numéro de pixel au centre de scène	3000	3000	1500
Numéro de ligne au centre de scène	3000	3000	1500

Tableau III-3 Caractéristiques techniques des trois scènes SPOT disponibles.

L'angle de prise de vue avec le signe '-' indique un angle à l'Ouest de la scène et avec le signe '+' indique un angle de prise de vue à l'Est de la scène. \* Image avec un découpage de 80% vers le Sud par rapport au cadre K-J standard.

Leurs zones de recouvrement dans la région de Bandar Abbas sont représentées sur la Figure III-38.

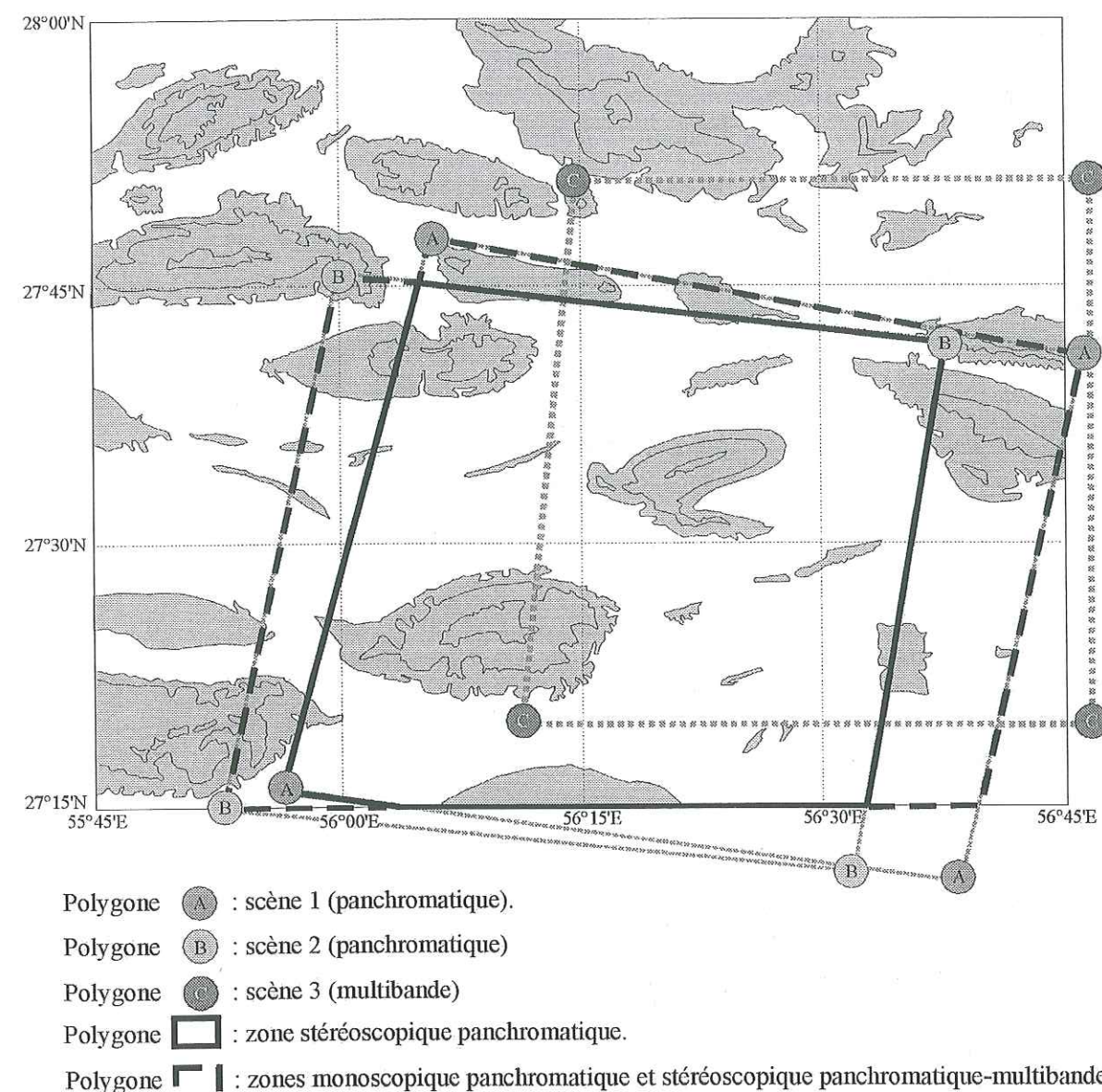


Figure III-38 Schéma de la zone recouverte par les trois scènes SPOT.

Le MNT SPOT est calculé à partir d'un couple d'images stéréoscopiques (P) ou (XS) qui doivent présenter pour permettre la restitution 3D, d'une part une zone de recouvrement et d'autre part, une différence entre les deux angles de prises de vue comprise entre 20° et 50°.

Nous avons utilisé deux scènes SPOT panchromatiques (sans zone nuageuse) de la région de Bandar Abbas, prises à deux ans d'intervalle (Tableau III-3, Scène 1 et 2). Les images utilisées sont prétraitées au niveau 1A (corrections radiométriques exclusivement, SPOT Image, 1986). A partir de ces deux scènes, nous avons calculé un modèle numérique à l'aide du module " *Satellite Ortho and DEM* " du logiciel *Easy-Pace* Version 6.0. Ce calcul se fait en prenant en compte des points d'appui au sol (*Ground Control Point* ou GCP) dont les coordonnées sont connues, à la fois dans un système référence (ici latitude et longitude WGS 84) et dans un repère image (numéro de ligne et numéro de colonne du pixel). Les GCP sont repérés indépendamment sur chaque image du couple stéréoscopique, en vision monoscopique. Un pointé subpixellaire est possible.



Après avoir saisi les points d'appui et retenu ceux qui seront utilisés par ce calcul, le logiciel utilise un corrélateur numérique pour identifier les points homologues sur les deux scènes et calculer les coordonnées 3D. Il est possible de paramétrer ce corrélateur à l'aide d'un seuil qui évite tout calcul en cas de mauvaise correspondance d'une scène à l'autre. Le MNT obtenu présente, de ce fait, à l'issue du calcul, un certain nombre de points d'altitude non déterminée (*Failed Value*). On utilise ensuite des techniques classiques de traitement d'image (rééchantillonnage, filtrage, lissage) pour compléter le MNT et obtenir ainsi une image complète.

### 3.3.3.1. Points d'appui

La saisie des points d'appui (GCP) commence par un travail de préparation qui consiste à déterminer la position terrain de ces points. La précision du MNT va dépendre de la méthode utilisée pour déterminer ces GCP. Un modèle numérique de terrain (dans la région de Bandar Abbas et à partir du même couple SPOT) a été calculé par Goudard (1997). Il a saisi des points d'appui obtenus à partir de cartes topographiques. Pour notre part, nous avons saisi des points d'appui mesurés directement sur le terrain par un récepteur GPS portable (*Magellan 2000 XL*). Ce récepteur reçoit les signaux émis par la constellation des satellites GPS. A partir de l'analyse du code de ces signaux, il fournit la position des points repères. La précision est de l'ordre de la vingtaine de mètres. Elle dépend cependant de nombreux facteurs (masques, conditions ionosphériques, disposition de la constellation ...).

Ces coordonnées ont été mesurées au cours d'une campagne réalisée à l'automne 1997. Nous avons mesuré 49 points d'appui (Tableau III-4). La position de ces points est portée sur la Figure III-39.

### 3.3.3.2. Précision du MNT

La précision du MNT dépend directement de celle des coordonnées des points d'appui et de leur géométrie. La comparaison des coordonnées de terrain (GCP) et des coordonnées calculées par la restitution, permet d'estimer l'erreur commise en planimétrie par le calcul. Les valeurs du RMS (*Root Mean Square error*) issues du modèle estimé par le calcul, quantifient cette erreur. Un résidu (écart au modèle) est également estimé pour chaque point.

A partir de ces estimateurs, nous pouvons vérifier la qualité de notre MNT. Par exemple, lorsque le calcul est effectué en prenant en compte les 49 points mesurés, un fort RMS (289 m) est obtenu. Ceci montre la nécessité d'éliminer les points présentant de forts résidus. Nous avons effectué plusieurs essais en ne prenant en compte que certains points pour réussir à ramener la valeur du RMS à 10 m. Après plusieurs essais, en sélectionnant seulement 10 points d'appui, (Figure III-40) l'erreur de positionnement planimétrique est réduite à 10 m, ce qui correspond à l'ordre de grandeur de la taille du pixel au sol (scènes panchromatique de résolution 10 m). Le RMS pour chacun des points et pour l'ensemble des points sélectionnés sur chaque scène, est présenté sur le Tableau III-5.

Numéro	Latitude	Longitude	Altitude	Numéro	Latitude	Longitude	Altitude
1	56°20'49,80''	27°19'19,20''	10	26	56°15'32,40''	27°30'28,20''	200
2	56°28'05,40''	27°18'58,80''	10	27	56°06'30,12''	27°27'10,08''	320
3	56°33'07,80''	27°21'33,60''	12	28	56°12'41,37''	27°27'20,32''	720
4	56°35'48,32''	27°23'20,21''	200	29	56°12'11,29''	27°26'51,26''	823
5	56°38'07,70''	27°24'12,03''	320	30	56°12'48,60''	27°30'41,40''	330
6	56°42'55,80''	27°33'03,60''	400	31	56°14'54,00''	27°35'45,60''	340
7	56°19'46,80''	27°20'10,20''	83	32	56°13'48,00''	27°36'10,20''	405
8	56°15'36,00''	27°19'31,80''	75	33	56°12'59,40''	27°36'01,80''	415
9	56°10'15,60''	27°18'55,20''	73	34	56°07'12,00''	27°34'40,80''	325
10	56°09'02,30''	27°18'40,20''	70	35	56°05'00,60''	27°34'27,60''	331
11	56°08'51,60''	27°18'48,00''	68	36	56°06'16,30''	27°36'50,16''	417
12	56°08'57,60''	27°17'29,40''	65	37	56°07'45,20''	27°38'51,60''	640
13	56°02'56,40''	27°19'19,20''	63	38	56°14'00,12''	27°35'10,00''	390
14	56°02'19,20''	27°18'52,20''	60	39	56°14'39,10''	27°35'50,32''	320
15	56°03'52,70''	27°17'50,18''	52	40	56°14'27,60''	27°40'17,40''	440
16	56°06'24,20''	27°22'54,28''	70	41	56°14'38,10''	27°41'52,13''	460
17	56°05'40,80''	27°18'55,80''	700	42	56°14'25,20''	27°41'53,40''	495
18	56°20'12,60''	27°23'21,60''	128	43	56°14'48,12''	27°43'50,00''	520
19	56°19'30,00''	27°26'55,20''	152	44	56°19'19,80''	27°43'39,00''	600
20	56°19'12,60''	27°27'25,80''	122	45	56°20'22,11''	27°44'43,28''	620
21	56°20'16,20''	27°27'13,80''	125	46	56°20'30,53''	27°44'43,52''	638
22	56°20'19,20''	27°27'29,40''	120	47	56°08'57,13''	27°45'20,11''	705
23	56°20'58,80''	27°28'00,60''	123	48	56°08'21,18''	27°46'00,05''	712
24	56°22'04,20''	27°28'49,80''	125	49	56°08'00,38''	27°45'55,10''	738
25	56°22'12,05''	27°28'55,30''	128				

Tableau III-4 Coordonnées géographiques des points d'appui mesurés par GPS (*Magellan 2000 XL*, référence WGS 84).

Altitude en mètres déterminée sur le terrain à l'aide du GPS. La localisation de ces points apparaît sur la Figure III-39.

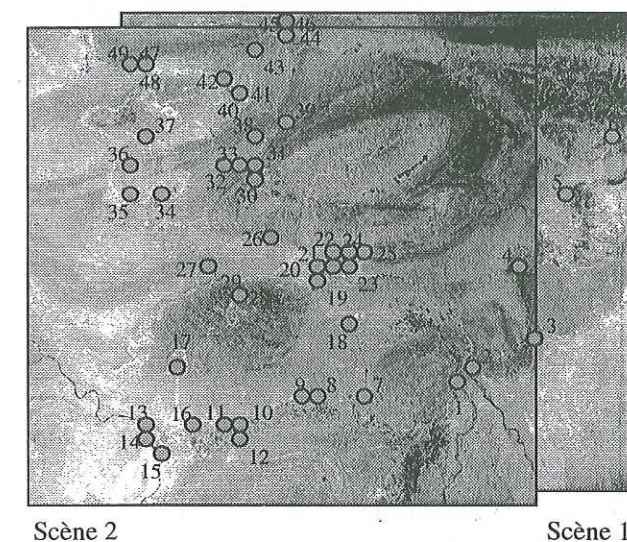
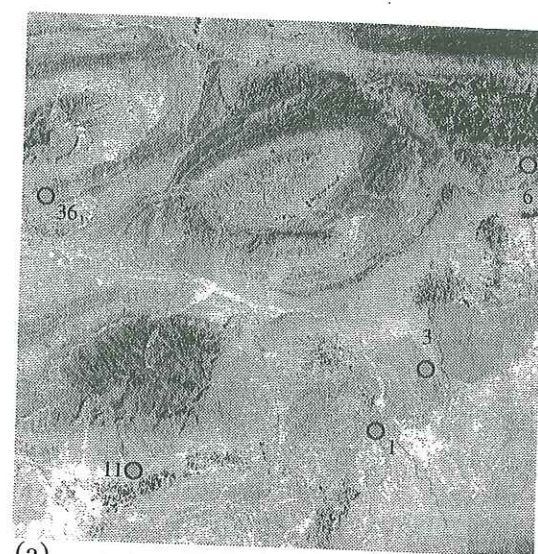
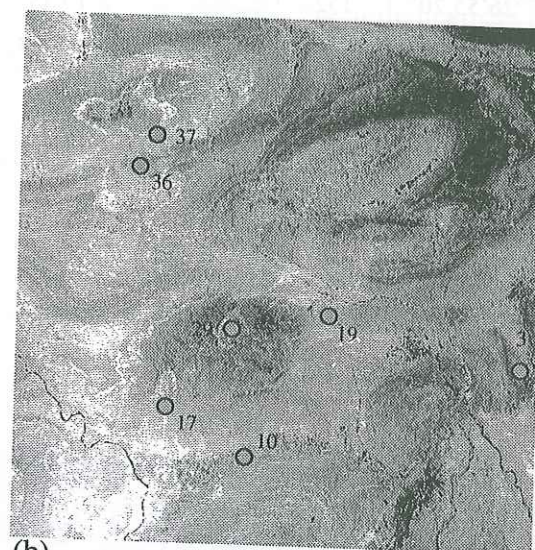


Figure III-39 Scènes SPOT de la région d'étude au nord de Bandar Abbas et points d'appui terrain. Les cercles gris montrent la position des 49 points d'appui. Certains points d'appui très proche sont représentés par un seul cercle.





(a)



(b)

Figure III-40 Positionnement des points d'appui sélectionnés sur : (a), Scène 2 ; (b), Scène 1,

### 3.3.3.3. *Modèle numérique de terrain*

La Figure III-41 présente notre modèle numérique de terrain réalisé à partir du couple panchromatique SPOT. Ce modèle ne couvre qu'une partie de la région d'étude. Il s'agit de la partie centrale où apparaissent les anticlinaux de Handan, Genow et Khurgu (Figure III-29), dont la structure sera détaillée au paragraphe 3-5-1.

SPOT Scene: 1

SModel Satellite Model Calculation V6,0 EASI/PACE 20:37 07-APR-98

Report File : C:\cyrus\SPOT\smodel-2-7av.txt

Using GCPs stored in the GCP segment :

GCPID	CALCULATED GCP Position		RESIDUE (Metre)		RMS
	X'	Y'	(xe-x)	(ye-y)	
1	445313,88	3022497,11	-5,54	-4,71	7,28
3	455713,21	3026304,30	-3,24	10,99	11,45
6	471907,09	3047503,36	5,00	-5,14	7,17
11	415662,37	3021432,19	7,05	-3,80	8,01
36	411612,05	3054689,99	-3,26	2,67	4,21
			RmsX 5,63	RmsY 6,91	8,91

SPOT Scene: 2

SModel Satellite Model Calculation V6,0 EASI/PACE 20:36 07-APR-98

Report File : C:\cyrus\SPOT\smodel-1-7av.txt

Using GCPs stored in the GCP segment :

GCPID	CALCULATED GCP Position		RESIDUE (Metre)		RMS
	X'	Y'	(xe-x)	(ye-y)	
3	455714,58	3026309,77	-4,61	5,51	7,19
10	417976,41	3021642,75	3,19	-8,35	8,94
19	432813,80	3037298,02	10,60	-5,03	11,73
37	414112,99	3058475,96	-8,80	2,69	9,20
17	411678,30	3029019,55	-5,87	15,24	16,33
29	421255,17	3036271,44	-2,23	-9,45	9,71
36	411628,70	3054723,84	7,72	-0,61	7,74
			RmsX 7,30	RmsY 8,70	11,36

Tableau III-5 Estimation de la précision de saisie des points d'appui pour le couple SPOT,

La valeur RMS est calculée par la formule :  $RMS = \sqrt{(x_e - x)^2 + (y_e - y)^2}$  où  $x_e, y_e$  sont les coordonnées du point calculées par le logiciel et  $x, y$  sont les coordonnées saisies, L'erreur résiduelle pour le modèle est calculée par :  $RmsX = \sqrt{\sum (x_e - x)^2 / (n - 1)}$  et  $RmsY = \sqrt{\sum (y_e - y)^2 / (n - 1)}$  où  $n$  est le nombre de points d'appui,



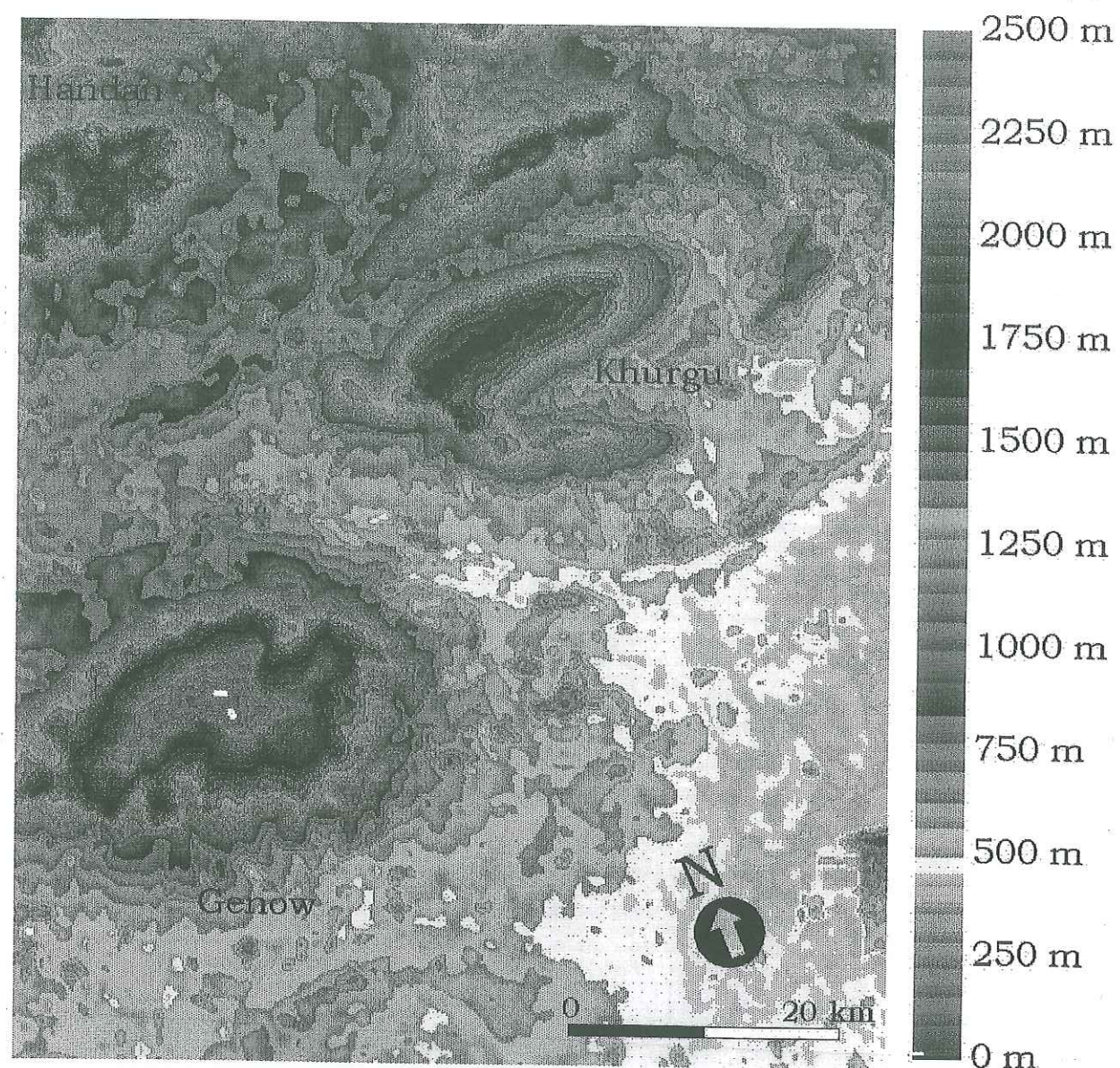


Figure III-41 Modèle numérique de terrain d'altitude calculé.

Une comparaison entre les valeurs RMS de notre MNT (Tableau III-5) et les même valeurs calculées par Goudard (1997 ; Tableau III-6) montre qu'en saisissant des points d'appui mesurés par GPS, la précision du MNT est améliorée (Figure III-42). En effet, l'estimation du résidu (écart entre de modèle et valeurs mesurées) est plus faible dans ce second cas. Cette précision pouvant encore augmenter si on utilise des points d'appui mesurés par GPS différentiel.

SPOT Scene: 1

SMODEL Satellite Model Calculation V6,0 EASI/PACE 13:16 28-APR-97

Report File : C:\NT40\Profiles\vgoud\Spot\im1smode155.txt

Using GCPs stored in the GCP segment :

GCPID	CALCULATED GCP Position		RESIDUE (Metre)		RMS
	X'	Y'	(xe-x)	(ye-y)	
27	431045,08	3058015,82	-11,38	12,09	16,60
8	438046,77	3040534,58	6,04	1,19	6,16
19	411594,07	3054702,57	14,72	-9,91	17,75
24	422076,34	3037153,26	8,01	-2,36	8,35
26	421702,66	3024515,03	-0,16	-16,65	16,65
30	411677,40	3029060,61	-10,24	4,98	11,39
28	458094,37	3053446,08	-2,90	-6,65	7,26
29	456741,65	3044613,12	-14,42	5,97	15,61
71	451352,62	3031274,28	17,86	1,04	17,89
68	404217,64	3019445,76	-7,54	10,29	12,76
			RmsX 11,27	RmsY 9,07	14,47

SPOT Scene: 2

SMODEL Satellite Model Calculation V6,0 EASI/PACE 13:24 28-APR-97

Report File : C:\NT40\Profiles\vgoud\Spot\im2smode155.txt

Using GCPs stored in the GCP segment :

GCPID	CALCULATED GCP Position		RESIDUE (Metre)		RMS
	X'	Y'	(xe-x)	(ye-y)	
19	411601,69	3054695,20	7,10	-2,55	7,54
23	411000,89	3040627,83	-2,85	6,77	7,34
24	422083,28	3037156,54	1,07	-5,64	5,74
28	458106,61	3053441,14	-15,13	-1,72	15,23
30	411663,36	3029061,69	3,80	3,91	5,45
71	451352,26	3031271,39	18,22	3,94	18,64
35	414423,72	3015055,81	-12,21	-4,71	13,08
			RmsX 11,43	RmsY 4,83	12,41

Tableau III-6 Estimation de la précision de saisie des points d'appui pour le couple SPOT calculé par Goudard (1997).

Une comparaison entre le MNT Carte (cf. 3-3-2) et le MNT SPOT (paragraphe présent) n'a pas été possible car :

- la référence géodésique des cartes topographiques est mal connue ;

- les altitudes notées sur les cartes topographiques sont exprimées par rapport au géoïde et les altitudes de chaque point sur notre MNT sont calculées par rapport à l'ellipsoïde (WGS84).



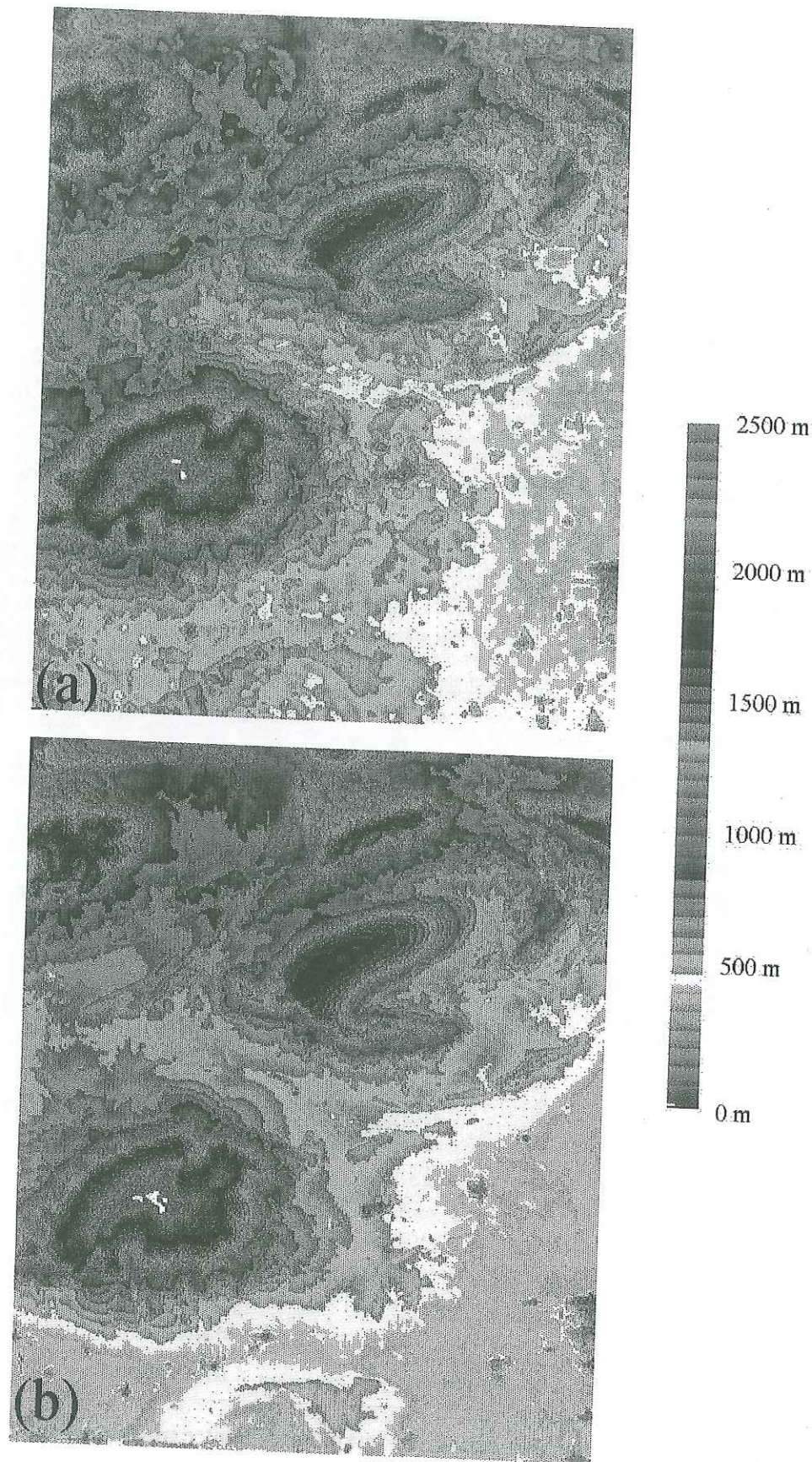


Figure III-42 Comparaison entre le MNT calculé avec des points d'appui GPS portable (a, notre MNT) et le MNT calculé avec des points d'appui tirée des cartes topographiques 1/50000 (b, Goudard, 1997). L'échelle est identique dans les deux cas. La finesse du MNT est largement augmentée en saisissant des points d'appui GPS.

### 3.3.4. Datation des alluvions

A fin de connaître l'âge des alluvions récentes trois cônes alluvionnaires ont été échantillonnés dans la région de Bandar Abbas (Figure III-43).

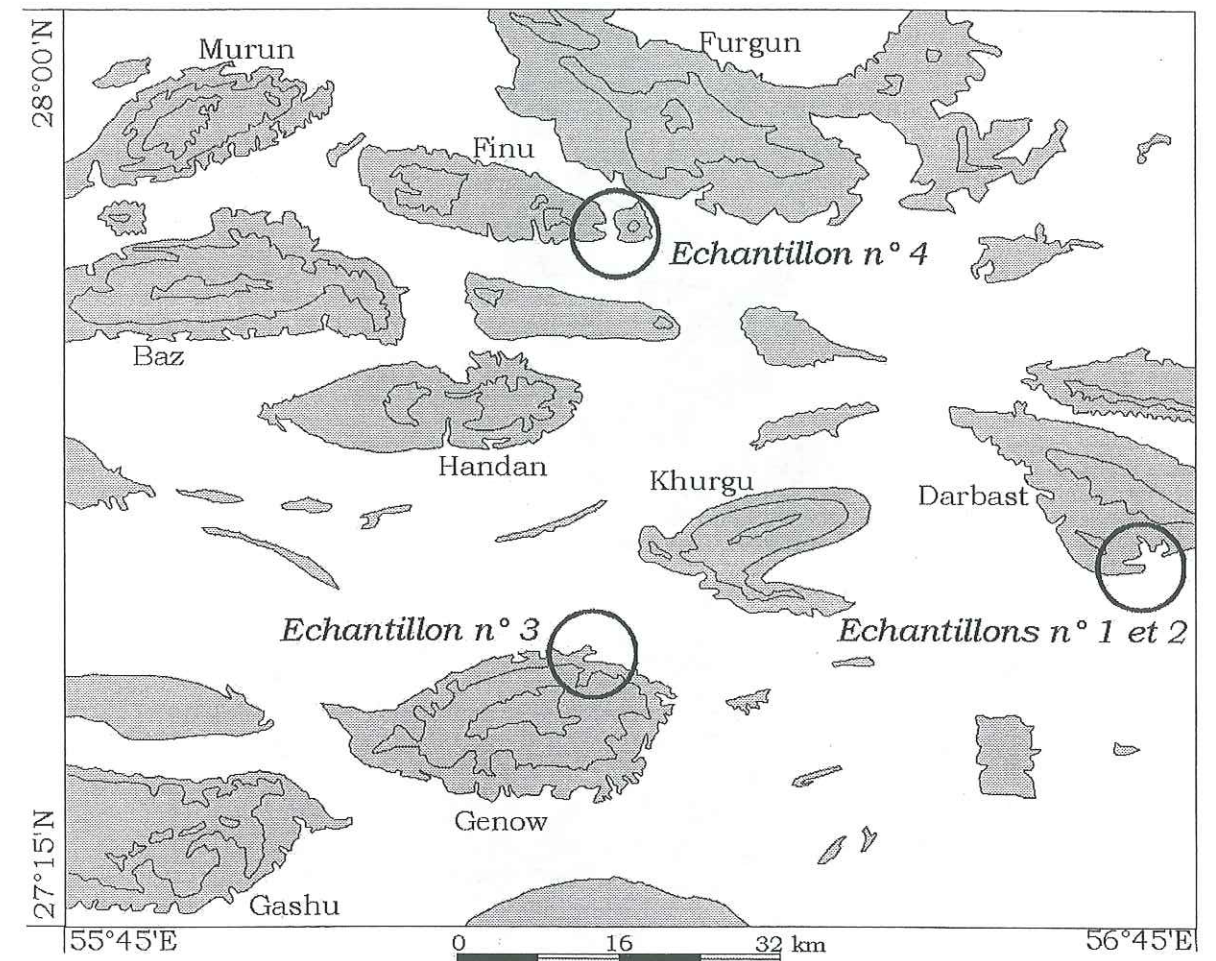


Figure III-43 Position des échantillons retenus pour datation dans la région de Bandar Abbas.

1 et 2 sont des échantillons d'alluvions du cône de déjection de Darbast. L'échantillon 1 a été pris en partie inférieure (dans un creusement vertical au bord de cône) et l'échantillon 2 a été pris les alluvions les plus récentes du même cône. L'échantillon 3 provient du nord de Genow (cône de Genow-Nord) et l'échantillon 4 provient d'alluvions au contact du diapir de Finu.

Pour dater les alluvions, en l'absence de fossiles organiques, nous avons utilisé la datation par thermoluminescence. Cette méthode a déjà été utilisée et validée pour des sédiments alluvionnaires par Hütt *et al.* (1978) et Wintle & Huntley (1979). C'est une méthode utilisée couramment en Iran pour les grands projets géotechniques. Nous avons bénéficié, sur place, des instruments de datation. La datation de nos échantillons par thermoluminescence a été faite au *Centre National de la Protection et de la Réparation des Monuments Historiques et Culturels d'Iran* (Figure III-44).



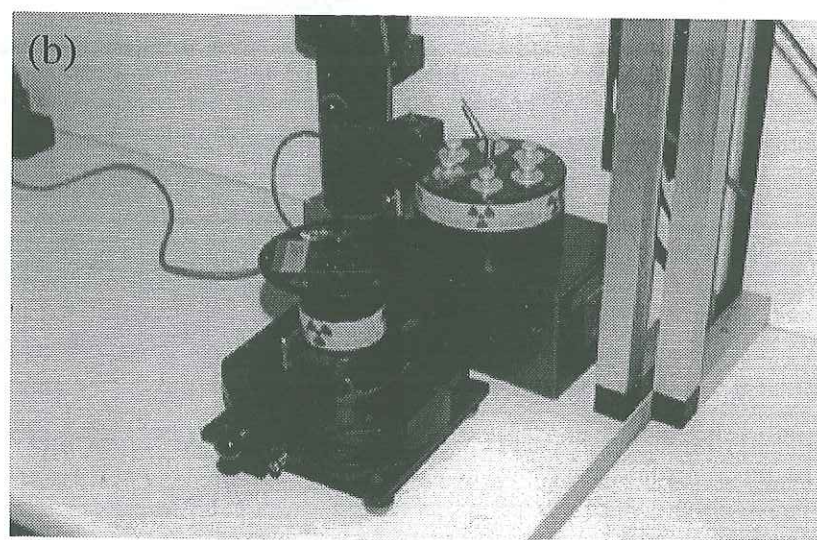
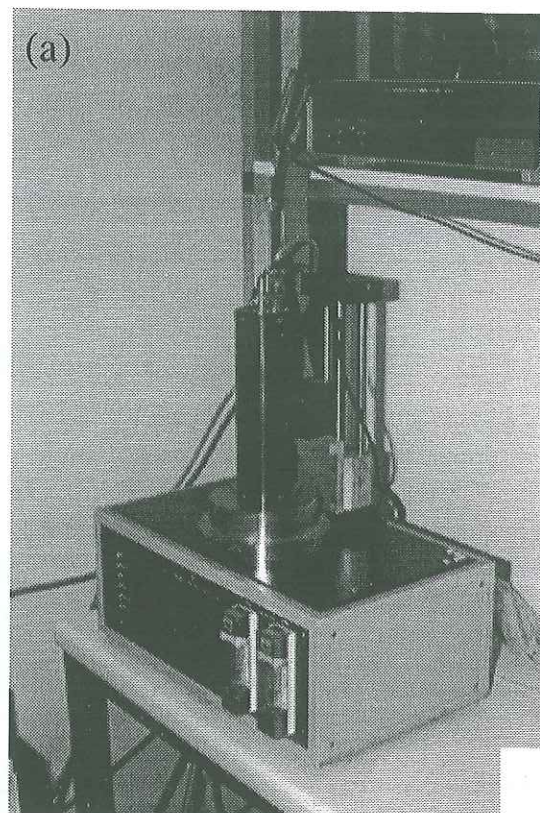


Figure III-44 Instruments utilisé pour la datation par thermoluminescence.  
(a), appareil de mesure de thermoluminescence (ELSEC-7188) ; (b), source de radiation  $\beta$  (Sr90-40).

La thermoluminescence correspond à une émission de lumière des matériaux quand on les fait chauffer. Dès qu'un minéral se forme, il est soumis à la radioactivité ambiante (U, Th,  $K_{40}$ ,  $Rb_{87}$ ). Le rayonnement  $\gamma$  et les particules  $\alpha$  et  $\beta$  provoquent des ionisations. Les électrons éjectés se retrouvent alors dans différents "pièges" du réseau cristallin. On a donc un stockage d'énergie qu'un chauffage ultérieur peut libérer. Si ces minéraux sont chauffés, l'énergie est restituée sous forme de lumière. Par ailleurs, une autre forme d'énergie (énergie lumineuse) peut également permettre une libération de cette énergie. Ainsi, une exposition à la lumière solaire pendant un transport peut entraîner le "vidage" de ces électrons piégés, jusqu'à un certain point.

Avant la sédimentation dans les alluvions, les minéraux, du fait de leur exposition au soleil, ont donc perdu une grande partie de leurs énergies stockées. Dès qu'ils sont cachés du soleil (après la sédimentation) le stockage d'énergie recommence. Les anciens travaux montrent que toutes les énergies stockées au sein des alluvions ne sont pas libérées pas par l'énergie lumineuse du soleil. Ce reste d'énergie s'appelle 'thermoluminescence résiduelle'. Ce niveau de thermoluminescence est mesurable pendant l'analyse. La Figure III-45 compare une courbe de thermoluminescence normale avec deux courbes de thermoluminescence du même échantillon mais affectés par le rayonnement du soleil pour une durée d'une heure (courbe b) et une durée de 24 heures (courbe c). En général, pour les échantillons des alluvions des rivières, nous arrivons au niveau résiduel dès la 20<sup>ème</sup> heure de radiation solaire.

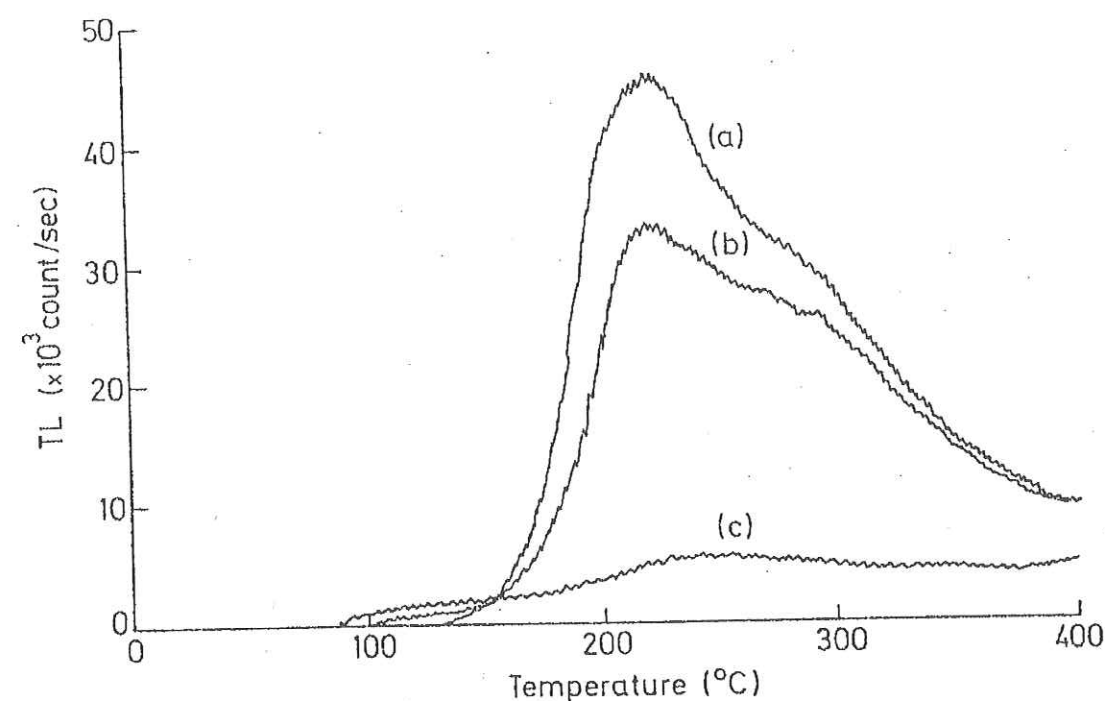


Figure III-45 Comparaison entre trois courbes de thermoluminescence du même échantillon.  
(a), courbe normale de thermoluminescence ; (b), courbe de thermoluminescence après une heure d'exposition aux radiations du soleil ; (c), courbe de thermoluminescence du même échantillon après 24 heures d'exposition au soleil.

Les échantillons ont été prélevés dans des conditions d'irradiation homogène, à l'abri des radiations solaires (pénétration de 30 cm du rayonnement gamma). Sur chaque site un volume d'environ 5 dm<sup>3</sup> a été prélevé à 30 cm de profondeur minimum. Des sacs noirs opaques ont été utilisés pour garder les échantillons à l'obscurité jusqu'à l'analyse, afin d'éviter l'influence de la lumière.

À partir de chaque prélèvement, 120 petits échantillons ont été préparés. Certains ont ensuite été exposés à la lumière artificielle d'une ampoule à Mercure. Les durées d'exposition varient entre 10 et 120 minutes (Figure III-46). Nous constatons qu'au-delà



d'une durée d'exposition de l'ordre de 60 minutes, les courbes de thermoluminescence ne changent pas significativement. L'énergie communiquée aux échantillons pendant la durée d'illumination est rapportée à la durée d'exposition au soleil nécessaire pour recueillir une quantité d'énergie identique. Ces échantillons, ainsi que des témoins non exposés à la lumière, ont été placés face à un rayonnement  $\beta$ . Tous les échantillons sont ensuite chauffés jusqu'à une température de 500°C. Le rayonnement dégagé par l'échantillon est alors mesuré en continu et on repère le pic de thermoluminescence (Figure III-47 et Figure III-48).

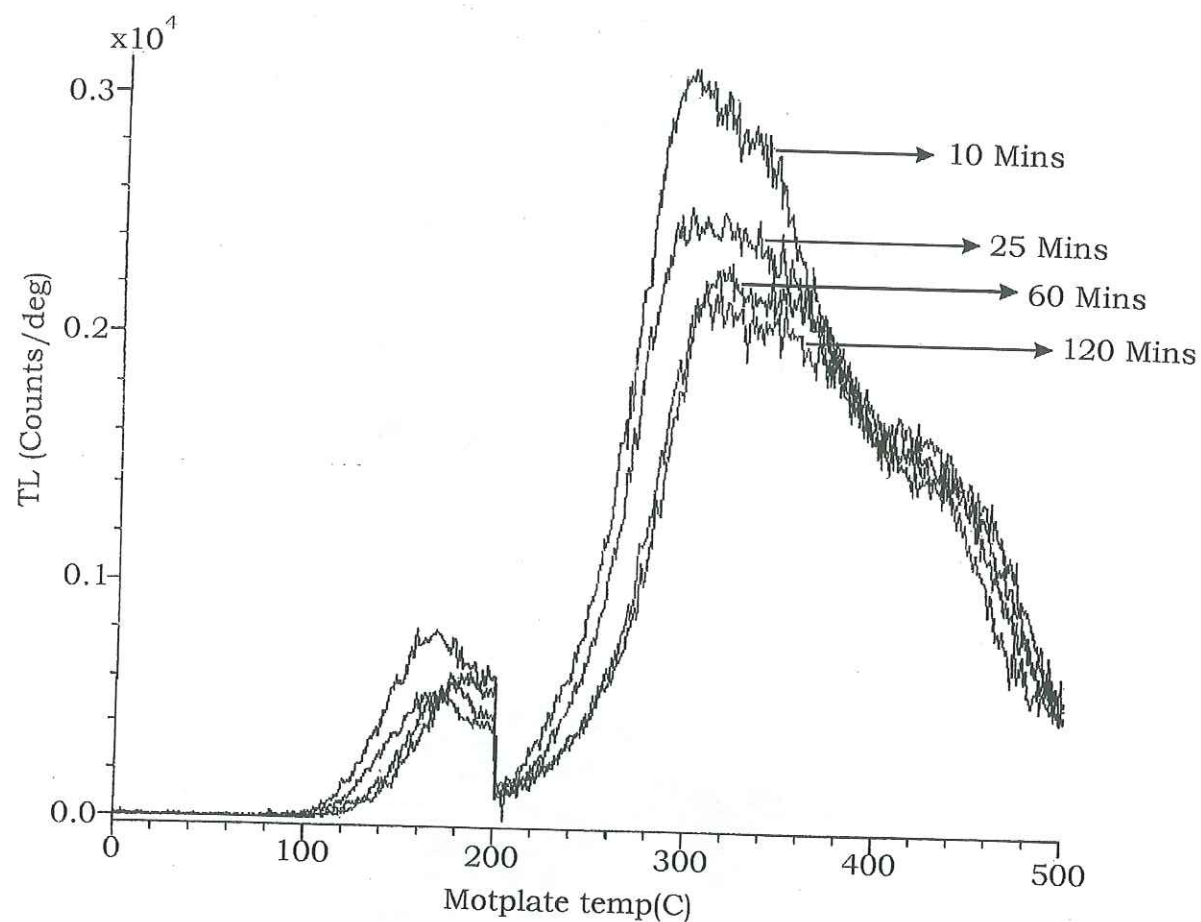


Figure III-46 Courbes de thermoluminescence de notre premier échantillon après 10, 25, 60 et 120 minutes d'exposition sous une ampoule à mercure. Nous sommes arrivés à blanchiment dès la 60<sup>ème</sup> minute d'exposition car la courbe ne change pas beaucoup.

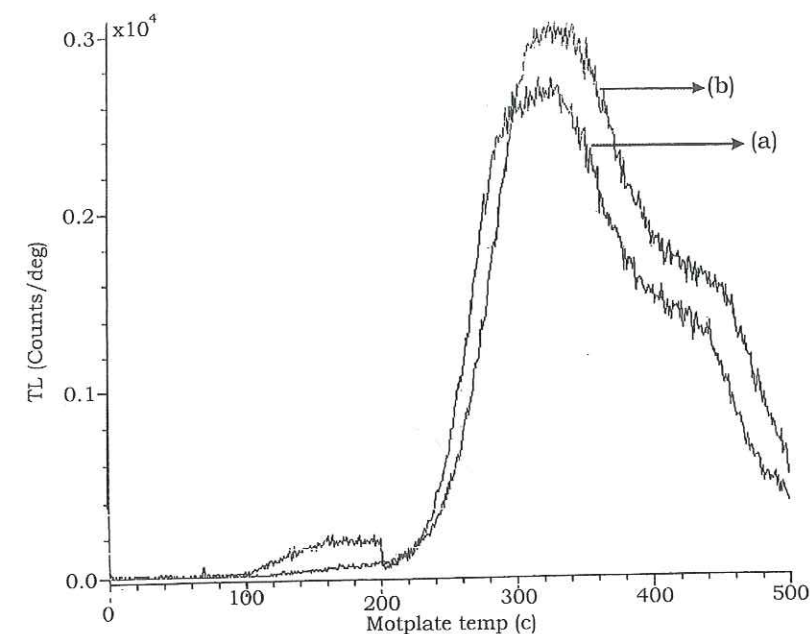


Figure III-47 Comparaison entre une courbe de thermoluminescence d'un échantillon naturel (n° 1 sur la Figure III-43) (courbe a) et la courbe de thermoluminescence d'un échantillon de la même série après exposition aux radiations  $\beta$  (courbe b).

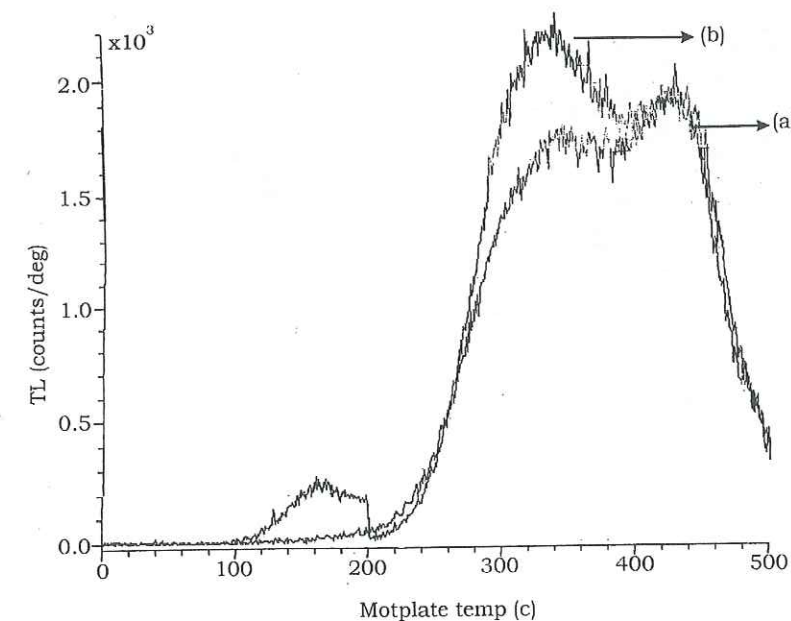


Figure III-48 Comparaison entre une courbe de thermoluminescence d'un échantillon naturel (n° 3 sur la Figure III-43) (courbe a) et la courbe de thermoluminescence d'un échantillon de la même série après exposition aux radiations  $\beta$  (courbe b).

Sur les quatre échantillons prélevés, seul deux ont pu être datés de façon fiable. Il s'agit des échantillons prélevés au niveau des cônes de Genow-Nord et Darbast. Les analyses révèlent des dates d'enfouissement de  $4800 \pm 770$  ans pour les alluvions de site de Darbast (échantillon n° 1) et de  $7950 \pm 1300$  ans pour les alluvions de site de Genow (échantillon n°3 ; Figure III-43) [Liaghat *et al.*, 1998-c].



### 3.4. Sites d'étude

Nous avons concentré notre travail sur quelques diapirs (affleurements ou non affleurants) du Zagros.

Les sites diapiriques retenus sont ceux de Gardan, Nakh et Kaftar (Figure III-49-a) et de Handan, Murun, Gashu, Finu, Darbast, Genow et Khurgu dans la région de Bandar Abbas (Figure III-49-b). Dans cette région quatre sites ont fait l'objet d'une étude plus détaillée : Finu, Darbast, Genow et Khurgu (Figure III-49-b). Pour les sites d'étude situés en dehors de notre région d'étude, une présentation est portée en annexe (annexe 2).

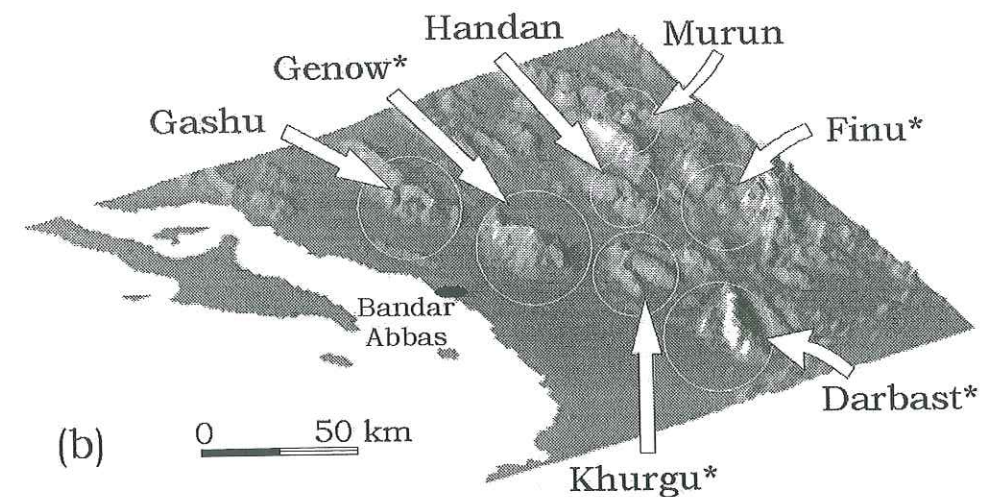
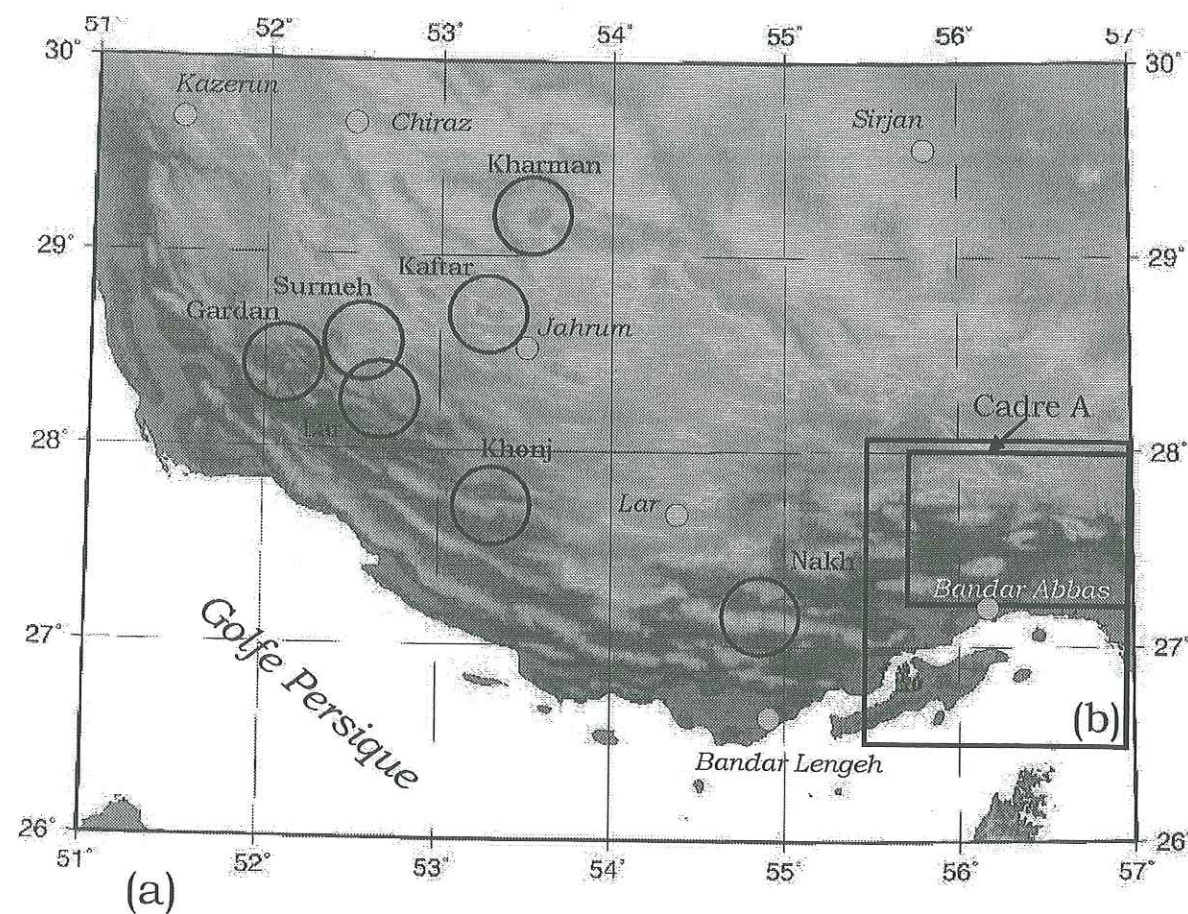


Figure III-49 (a) position des sites diapiriques étudiés; (b) sites de la région de Bandar Abbas. Vue perspective du cadre A de la Figure III-49, à partir d'un modèle numérique de terrain réalisé par l'USGS. Les sites marqués par '\*' sont l'objet d'une étude détaillée.

#### 3.4.1. Sites d'étude dans la région de Bandar Abbas

La région étudiée au nord de Bandar Abbas (Figure III-49-a) est limitée par les longitudes 55°45'E et 56°45'E et les latitudes 27°15'N et 28°00'N (Figure III-50). Pour avoir une idée précise de la topographie régionale et pour analyser la liaison topographique entre les anticlinaux et les diapirs, nous avons effectué dix coupes NS (Figure III-51) à partir de cartes topographiques au 1/50000. L'altitude du dôme d'un diapir est parfois comparable à celle d'un anticlinal voisin ; c'est le cas pour le dôme de Murun sur la coupe (a) et pour le diapir de Finu sur la coupe (g) de la Figure III-51.

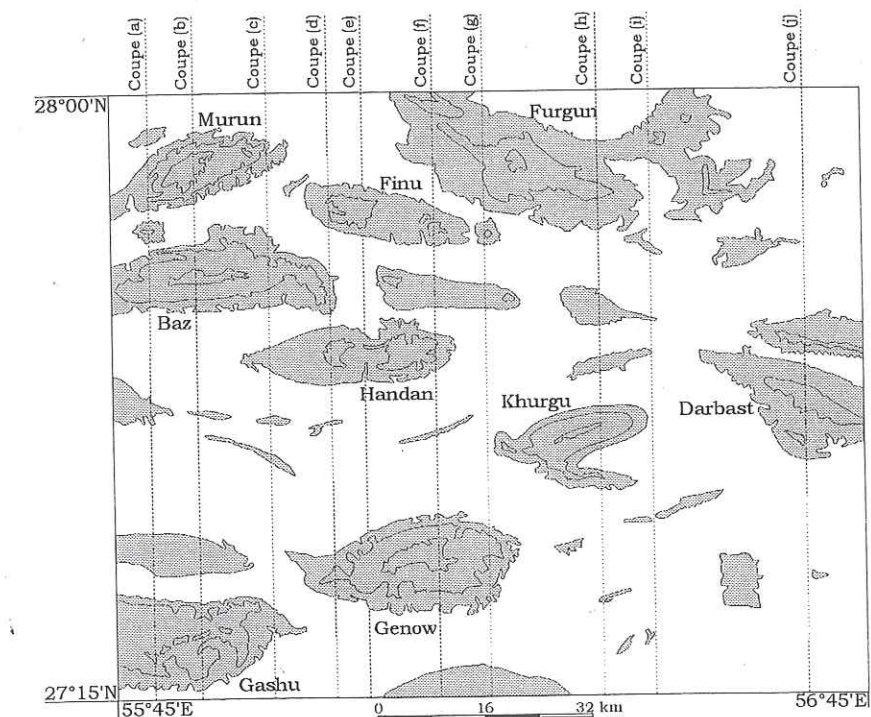


Figure III-50 Schéma général des reliefs de la région au Nord de Bandar Abbas (Figure III-49-b) et situations des coupes topographiques de la Figure III-51. Pour la situation des scènes SPOT, se reporter à la Figure III-38.



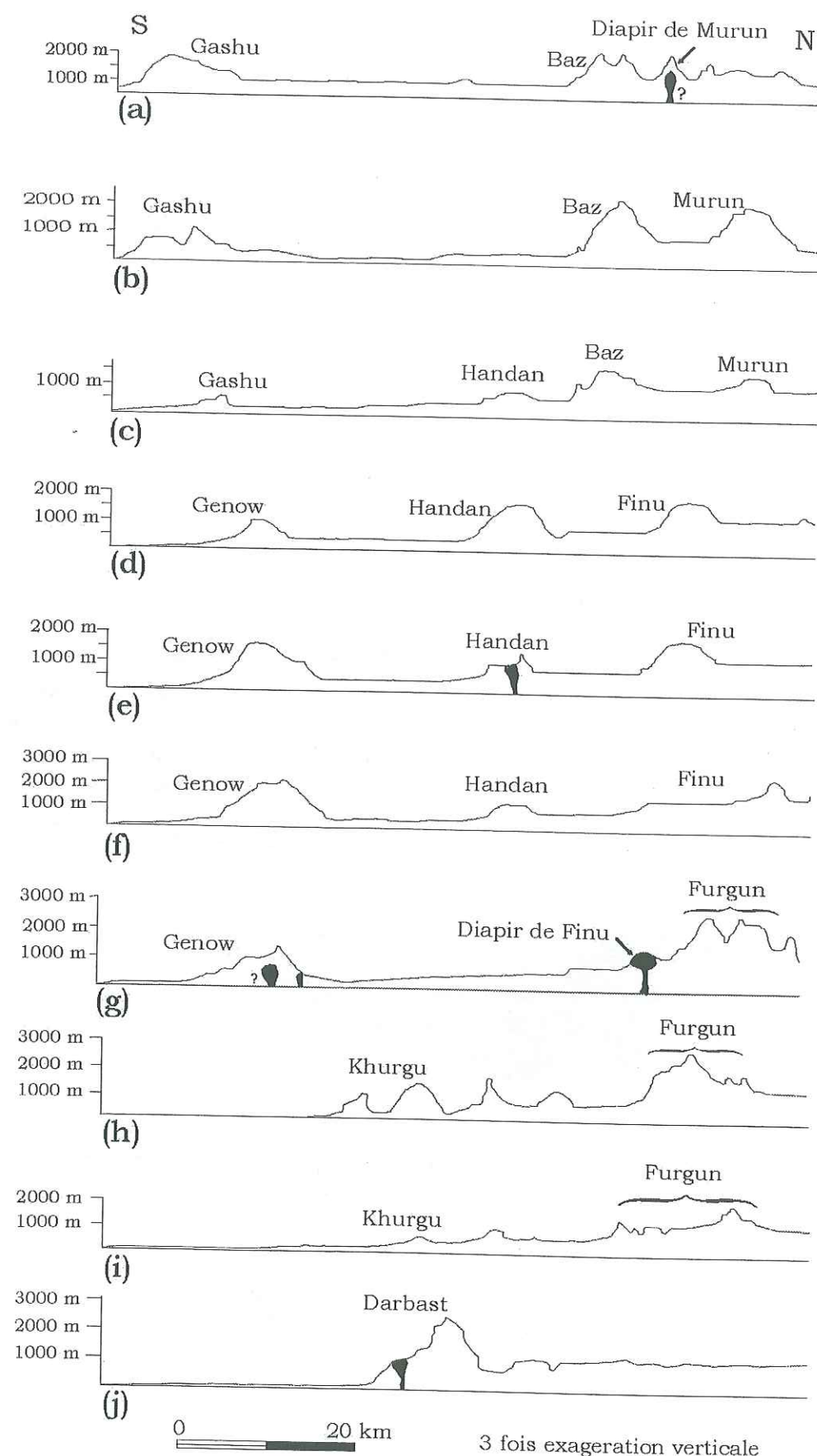


Figure III-51 Dix coupes topographiques (N-S) localisées sur la Figure III-50.

### 3.4.1.1. Site de Handan

L'anticlinal de Handan, allongé E-W, est situé entre les longitudes 55°50'E et 56°13'E et les latitudes 27°38'N et 27°44'N (Figure III-52), à 60 km au nord de Bandar Abbas (Figure III-49-b). Il est constitué de calcaires oligo-miocènes. Dans sa partie centrale, le sel de Hormuz a atteint la surface et la pression du diapir a provoqué une fracturation. Une longue période d'érosion a causé une large dépression au centre de l'anticlinal qui dégage l'Eocène.

L'anticlinal de Handan atteint 1850 mètres (800 mètres au centre, dans sa partie érodée). L'accès à ce site se fait par la route Bandar Abbas-Sirjan (Figure III-1 et Figure III-49-a).

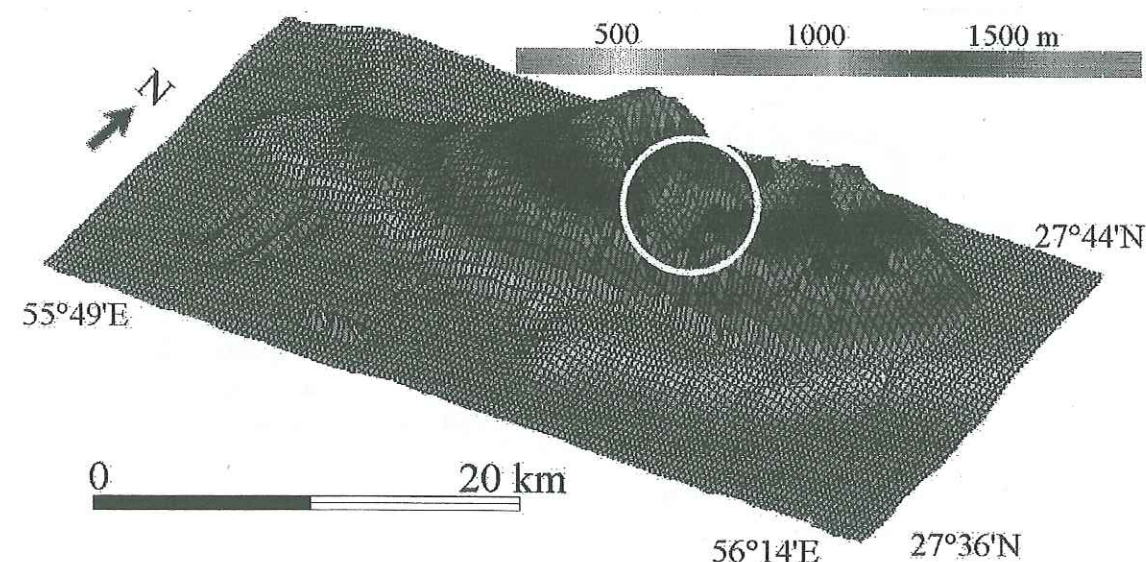


Figure III-52 Morphologie du site de Handan en vue perspective. La position de l'affleurement de sel est encadrée.

### 3.4.1.2. Site de Murun

Il s'agit d'un diapir caché et de deux anticlinaux, l'un au nord, l'autre au sud du dôme (Figure III-53). L'accès à ces anticlinaux se fait par la route Bandar Abbas-Sirjan (Figure III-1). L'anticlinal de Murun, au Nord, est situé entre les longitudes 55°46'E et 55°57'E et les latitudes 27°48'N et 27°57'N. Son axe est orienté NE-SW. Cet anticlinal est constitué d'Oligo-Miocène calcaire. Le Murun a une altitude maximale de 2471 mètres et un dénivelé de 1400 mètres par rapport aux terrains voisins au Sud. La série de Hormuz affleure en plusieurs endroits à l'Est et au Nord du site de Murun comme dans le cas de Tang-e Zagh (Figure III-5 et Figure III-53).

Le deuxième anticlinal est celui de Baz. Il a un axe E-W et est constitué par la même formation que le Murun. Il est limité par les longitudes 55°42'E et 56°05'E et les latitudes 27°42'N et 27°50'N (Figure III-53). Son sommet atteint 2463 mètres, c'est à dire 1200 mètres de dénivelé par rapport aux terrains voisins au Sud.



Le dôme situé entre le Murun et le Baz est lié à la présence d'un diapir sous la surface. Ce dôme de 1870 mètres d'altitude a un dénivelé de 1200 mètres par rapport aux terrains voisins.

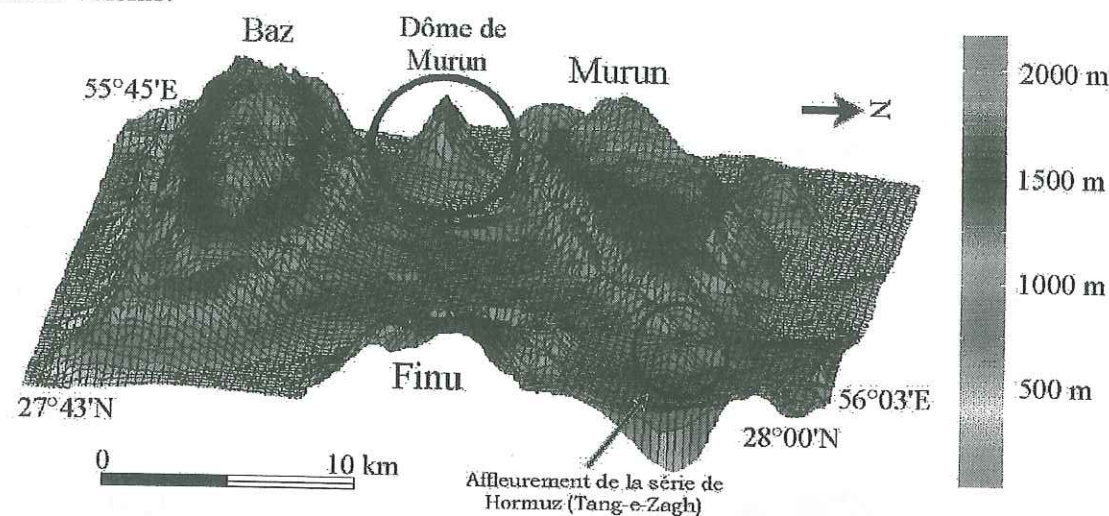


Figure III-53 Morphologie du site de Murun en vue perspective.

#### 3.4.1.3. Site de Gashu

Connu également sous le nom d'Anguru, il est situé 40 Km à l'Ouest de Bandar Abbas (Figure III-49-b). L'accès au site se fait par la route Bandar Abbas-Bandar Lengeh (Figure III-1 et Figure III-49). Il est limité par les longitudes 55°28'E et 56°02'E et les latitudes 27°15'N et 27°25'N (Figure III-54). La série de Hormuz affleure dans la partie Sud-Est de l'anticlinal. Le Gashu, qui est proche de la mer, a une altitude maximale de 1702 mètres et un dénivelé de 1600 mètres par rapport aux terrains voisins.

Le Gashu, orienté E-W, est constitué de couches s'étageant du Crétacé au Mio-Pliocène. Le Pliocène supérieur est connu au bord du flanc Sud de l'anticlinal.

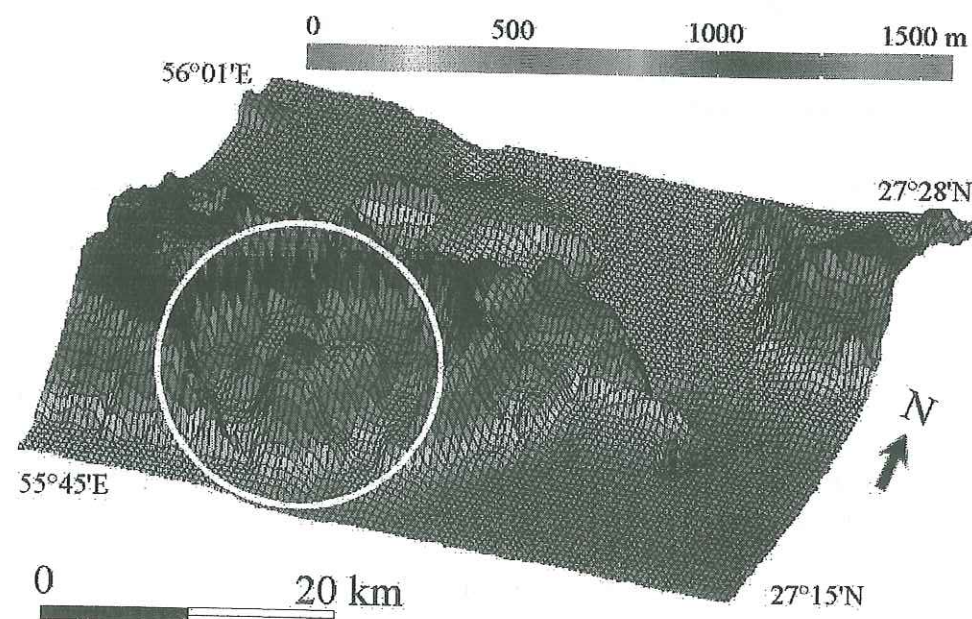


Figure III-54 Morphologie du site de Gashu en vue perspective. La position de l'affleurement de sel de Hormuz est encerclée.

#### 3.4.1.4. Site de Finu

Il est constitué de deux anticlinaux (Finu et Furgun) et par un diapir salifère. L'accès au site se fait par la route Bandar Abbas-Sirjan (Figure III-1), en prenant la direction de Siahou (Figure III-29).

L'anticlinal de Finu, à 90 km au nord de Bandar Abbas (Figure III-49-b), est situé entre les longitudes 56°00'E et 56°15'E et les latitudes 27°50'N et 27°56'N (Figure III-55). Orienté E-W, il est constitué de formations d'âge Paléocène, Eocène, Oligocène et Miocène (Figure III-29). Cet anticlinal culmine à 2087 mètres et présente un dénivelé de 1000 mètres en moyenne, par rapport au plateau voisin (Figure III-55).

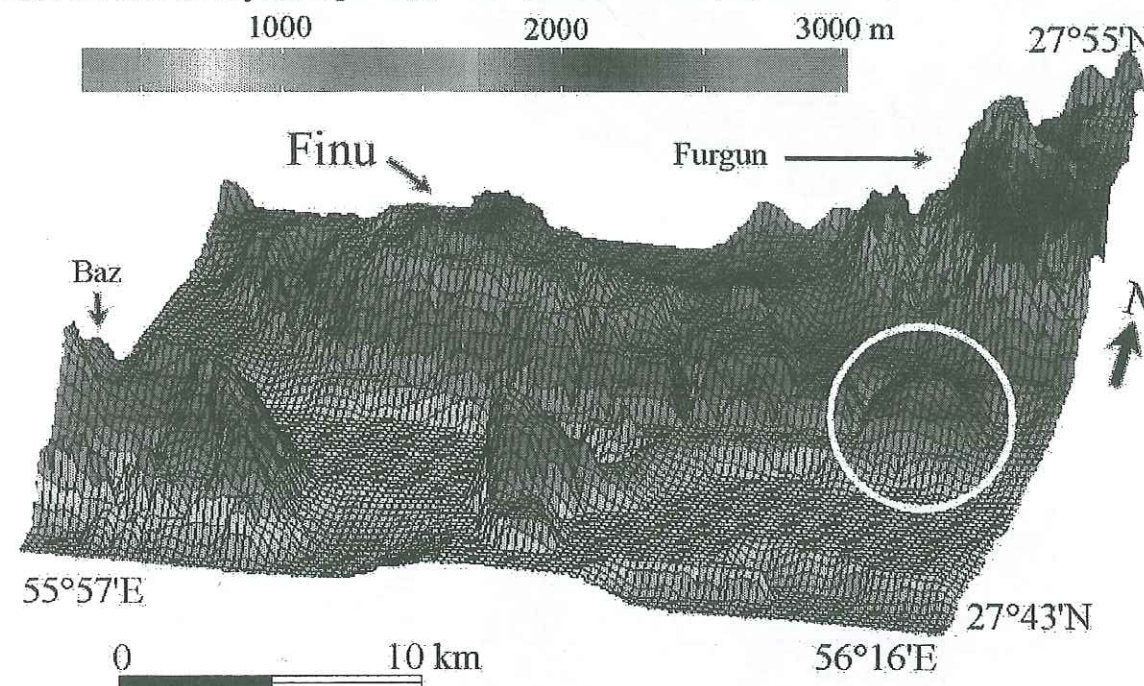


Figure III-55 Morphologie du site de Finu en vue perspective. La position de l'affleurement de sel est encerclée.

L'anticlinal de Furgun est au N et au NE du diapir de Finu, 100 km au nord de Bandar Abbas (Figure III-29). Sa direction est NW-SE, et E-W dans sa partie orientale (Figure III-56). Il se situe à la limite entre la zone de simple plissement et la zone de chevauchement du Zagros (Figure III-25). Le Furgun possède le plus haut sommet de la région, à 3200 mètres d'altitude. Cet anticlinal est situé entre les longitudes 56°08'E et 56°32'E et les latitudes 27°48'N et 28°00'N (Figure III-56). Les chevauchements qui traversent le Furgun font apparaître des formations géologiques remontant jusqu'au Silurien (Figure III-29).

L'affleurement du diapir de Finu, qui présente un dénivelé de 600 mètres par rapport aux terrains voisins, est situé à la terminaison de l'anticlinal de Finu, à quelques centaines de mètres du chevauchement de Furgun-Darbast (Figure III-29). L'affleurement de la série de Hormuz le long de cette faille à Darbast (localisation sur la Figure III-49-b) pourrait nous laisser envisager que le diapir de Finu a profité de cette faille pour arriver à la surface. Sur le terrain, il n'existe cependant pas de trace visible qui confirme la liaison



entre cet affleurement et la faille de Darbast (Figure III-29). L'espace situé entre la faille de Darbast-Furgun et l'affleurement de la série de Hormuz à Finu est constitué des couches du Fars Group (Mio-Pliocène) déformées par la montée du diapir (Figure III-57).

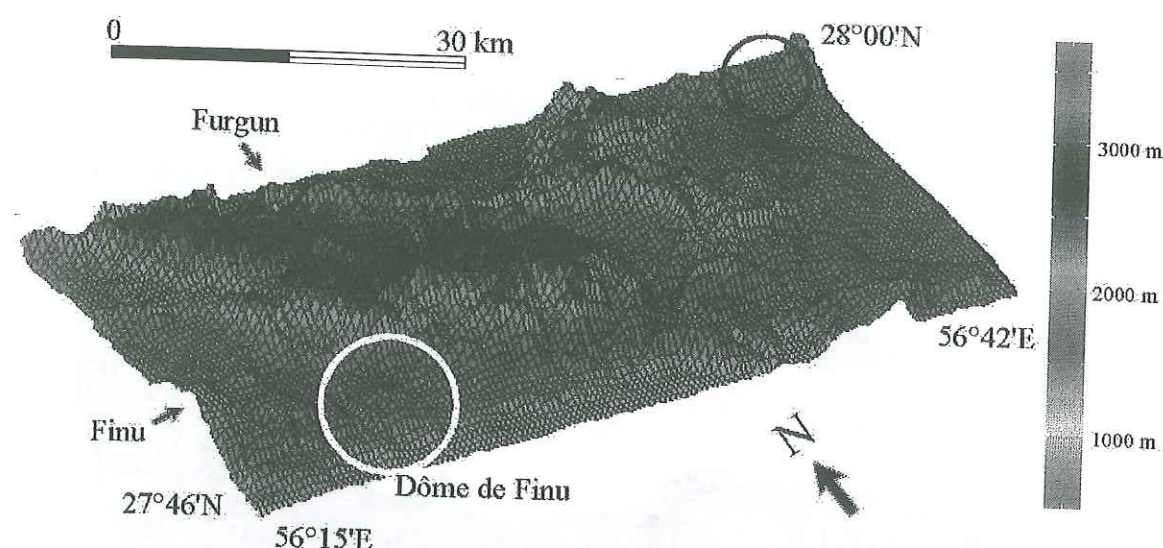


Figure III-56 Anticlinal de Furgun au N et NE du diapir de Finu. Les affleurements de la série de Hormuz sont encadrés.



Figure III-57 Déformation des couches du Fars Group au nord de l'affleurement de la série de Hormuz à Finu. La faille de Furgun n'apparaît pas dans le cadre de la photo. Elle passe plus au Nord.

Sur ce site où le sel du diapir flue en surface à la vitesse de quelques centimètres par jour (Figure III-58), nous avons concentré notre étude sur les couches d'alluvions holocènes situées au contact du diapir, ces couches étant susceptibles d'enregistrer la déformation récente liée à l'activité du diapir. Le résultat de l'étude de terrain, au voisinage de l'affleurement de sel, montre que ces alluvions ne sont pas déformées : elles sont pratiquement horizontales (Figure III-59 et Figure III-60).

Nous avons noté la présence d'alluvions dans deux endroits :

- autour et au contact de l'affleurement de sel à une altitude de 900 m (Figure III-59 et Figure III-60) ;
- au-dessus de l'affleurement de sel à une altitude de 1500 m (Figure III-61).

Une datation a été effectuée sur les alluvions des sites Genow et Darbast (cf. 3-3-4). En l'absence de datation des alluvions de site de Finu, nous retiendrons l'âge moyen obtenu pour les alluvions de Genow et Darbast (8000 à 5000 ans). Deux possibilités se présentent :

- soit les alluvions qui se trouvent au-dessus de l'affleurement ont le même âge que les alluvions de Bostano (cf. 3-2-5-2) situées autour de l'affleurement. Dans ce cas, cela signifie que le diapir de Finu a percé la surface après la mise en place des alluvions de Bostano, il y a environ 5000 ans. Cette hypothèse est improbable du fait que sur le pourtour de l'affleurement de sel, ce sont les alluvions qui sont sur l'affleurement de sel et non l'inverse. Il est possible que l'affleurement du sel ait eu lieu en même temps que la sédimentation des couches de Bostano, ce qui expliquerait la présence d'alluvions sur le sommet, le flanc, ainsi qu'au pied de l'affleurement. L'horizontalité des couches d'alluvions au contact et en bordure de l'affleurement prouve qu'aucun mouvement important n'a eu lieu depuis la mise en place de l'affleurement. L'affleurement de ce diapir a donc acquis sa forme actuelle avant la fin du dépôt de Bostano, il y a 4000 ans. Dans ce cas, la vitesse de soulèvement de sel est donc estimée du 30 cm/an ;

- soit les alluvions qui se trouvent sur l'affleurement de Finu sont plus anciennes que celle du pourtour de l'affleurement : on a alors affaire aux alluvions de Gachin âgées de 30000 à 6000 ans (cf. 3-2-5-2). Dans ce cas, le sel est arrivé à la surface après la mise en place des alluvions de Gachin. Ces alluvions ont été surélevées de 600 m par rapport au niveau de la vallée. Le dépôt d'alluvions de Bostano autour du diapir serait intervenu après la mise en place du diapir. Une grande partie de la masse actuelle de sel serait donc parvenue à la surface avant le dépôt des alluvions de Bostano.

Compte tenu que :

- les alluvions de Gachin qui se trouvent sur l'affleurement se sont déposées entre -30000 et -6000 ans ;
- les alluvions de Bostano qui se trouvent dans la vallée et autour de l'affleurement se sont déposées il y a 5000 ans environ ;
- la mise en place du diapir est terminée avant 5000 ans (date moyenne du dépôt de Bostano) ;

la vitesse de soulèvement du sel est estimée dans ce cas de 2,5 cm/an à 60 cm/an. Ces valeurs proposées pour le soulèvement du diapir de Finu ne tiennent pas compte de l'érosion qui a opéré depuis l'affleurement de la masse de sel.

En dépit de la présence d'alluvions horizontales au contact de l'affleurement, le fluage du sel (Figure III-58) et la dénivelée de 600 m entre le sommet de l'affleurement et la vallée (Figure III-62) témoignent de l'activité actuelle du diapir.



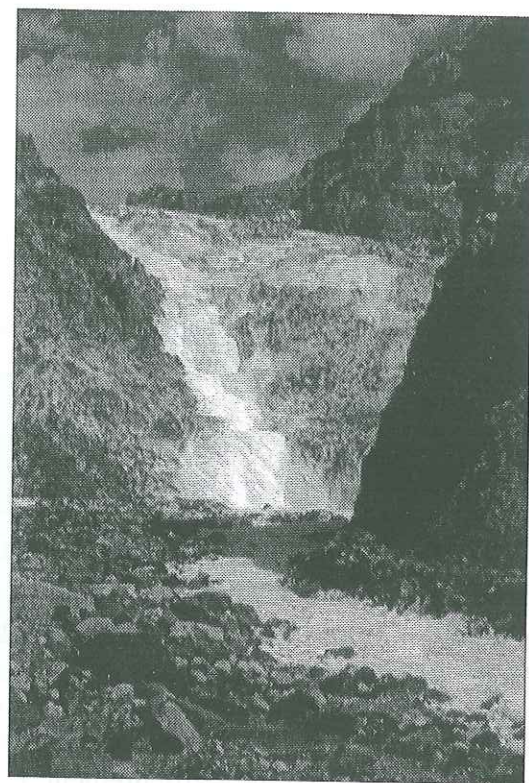


Figure III-58 Fluage du sel de Hormuz à Finu.

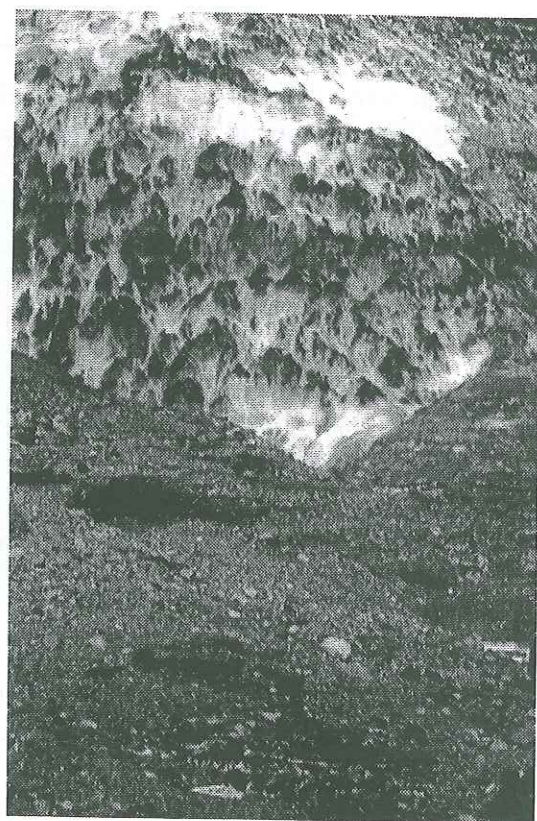


Figure III-59 Alluvions non déformées autour et au contact de la série de Hormuz sur le site de Finu.

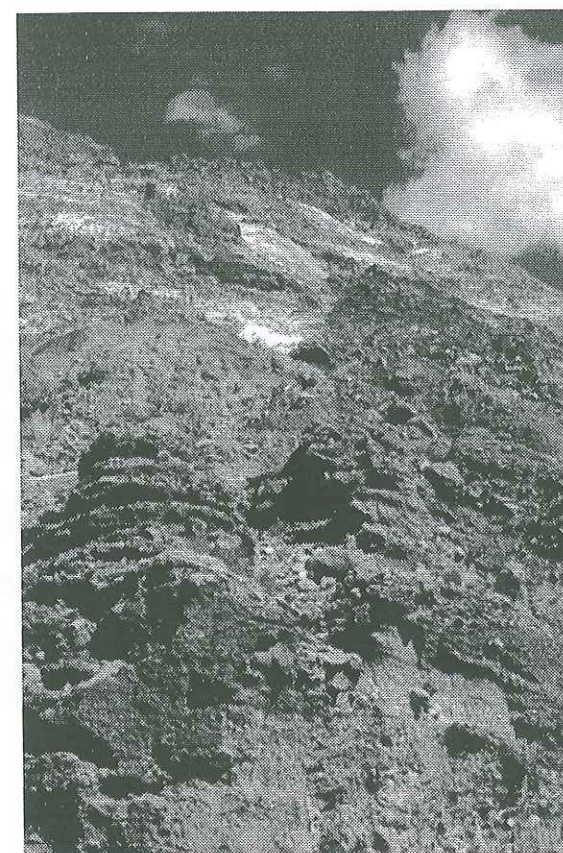


Figure III-60 Alluvions autour et au contact de l'affleurement de la série de Hormuz à Finu. Aucune déformation n'est enregistrée dans ces alluvions.



Figure III-61 Présence d'une série d'alluvions sur la série de Hormuz. Malgré un déplacement vertical, les alluvions présentent une structure horizontale.





Figure III-62 Diapir de Finu dominant de 600 m la vallée voisine.

Pour expliquer la présence d'alluvions non déformées au contact du sel, deux hypothèses sont proposées :

- soit la poussée exercée par l'ascension du diapir (représenté sur la Figure III-63-a par les flèches grises) n'atteint pas les alluvions, du fait d'une distance trop importante entre les alluvions et la cheminée alimentant le diapir ;

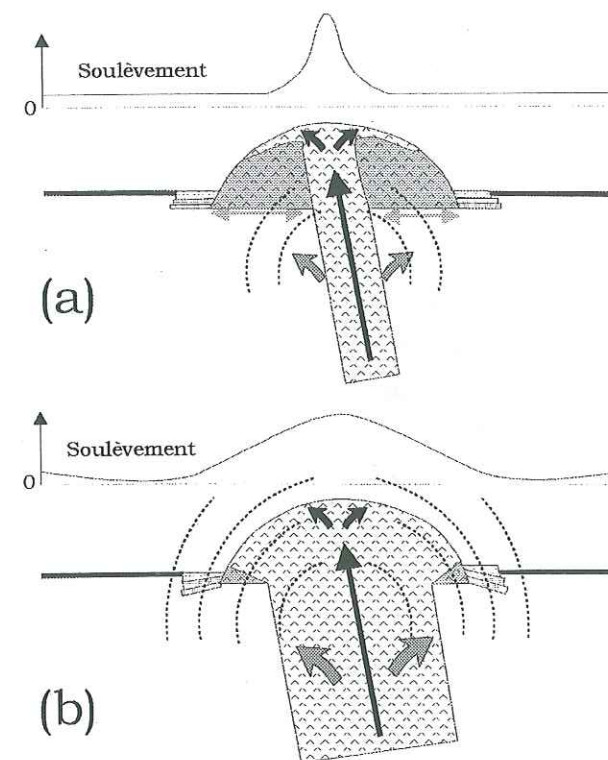
- soit la poussée du diapir atteint les alluvions, mais celle-ci sont trop récentes et la déformation enregistrée n'est pas assez importante pour être mise en évidence (Figure III-63-b) ;

En ce qui concerne la déformation des cônes de déjections aux contacts de l'affleurement de Hormuz à Finu, nous en parlons plus spécifiquement dans le paragraphe 3-6-6, en même temps que les autres phénomènes.

#### 3.4.1.5. Site de Darbast

Il est (Figure III-49-b) à 60 km au NE de Bandar Abbas et à quelques kilomètres à l'Est de la faille de Minab (MF, Figure III-2), entre les longitudes 56°32'E et 56°47'E et les latitudes 27°30'N et 27°40'N (Figure III-64).

Le Darbast est un anticlinal culminant à 2600 mètres. La pente augmente progressivement sur le flanc nord de l'anticlinal. Le flanc sud se présente comme une falaise de plusieurs centaines de mètres (Figure III-64).



- Poussée exercée par le diapir
- Fluage interne du diapir
- Alluvions récentes
- Alluvions anciennes
- Diapir de sel (partie active)
- Diapir de sel (partie inactive)

Figure III-63 Hypothèses proposées pour expliquer la présence d'alluvions récentes non basculées au contact de l'affleurement du diapir de Finu, manifestement actif.  
(a), Alluvions situées à l'extérieur de la poussée par le diapir ; (b), Alluvions situées à l'intérieur de la poussée par le diapir.

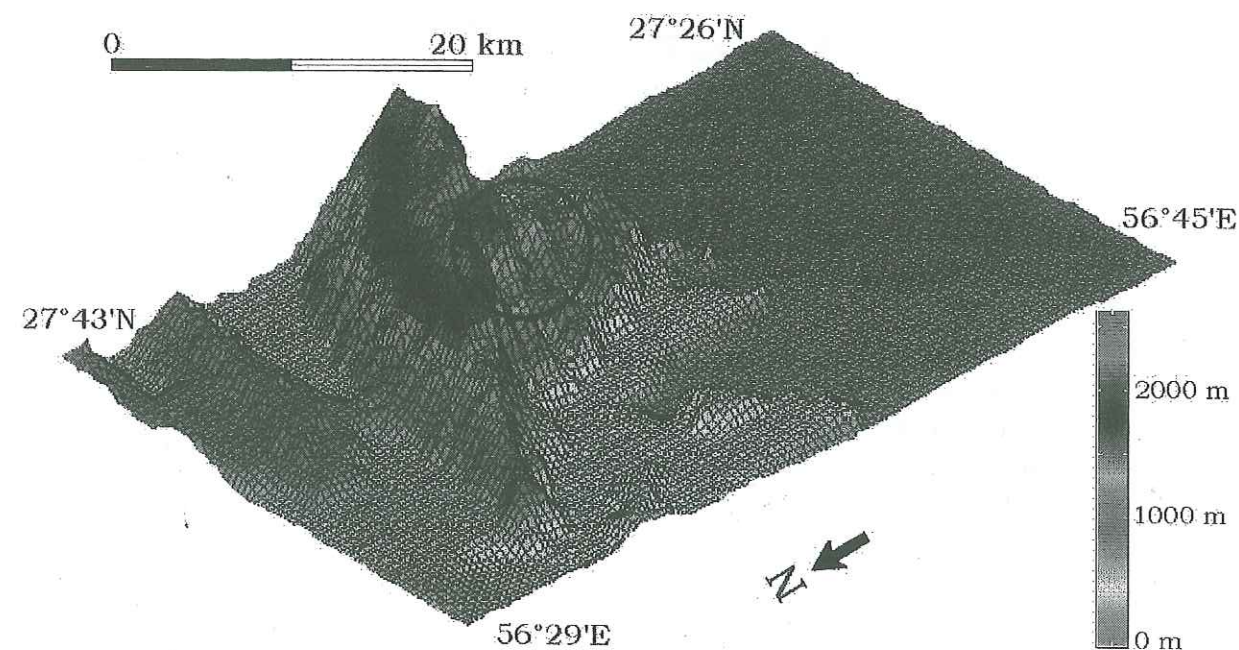


Figure III-64 Morphologie du site de Darbast en vue perspective. La position d'affleurement de la série de Hormuz est encerclée.



Le seul accès direct à l'anticlinal de Darbast se fait par la route Bandar Abbas-Minab (localisation de Minab sur la Figure III-5). Pour atteindre le site, on doit traverser la rivière Jamush (Figure III-33). L'accès y est souvent difficile, et même parfois impossible.

L'anticlinal de Darbast est situé à la limite entre la zone de simples plissements et la zone de chevauchement du Zagros (Figure III-25). Il est traversé par un chevauchement, à l'origine d'un grand escarpement (orienté NW-SE) sur le flanc sud de l'anticlinal. Du point de vue géologique, le Darbast est constitué par les formations d'Asmari-Jahrom (Oligo-Miocène) et Agha-Jari (Fars-Group; Mio-Pliocène). Le Bangeston Group et le Khami Group affleurent en falaise à la faveur du chevauchement de la faille de Darbast (Figure III-65).

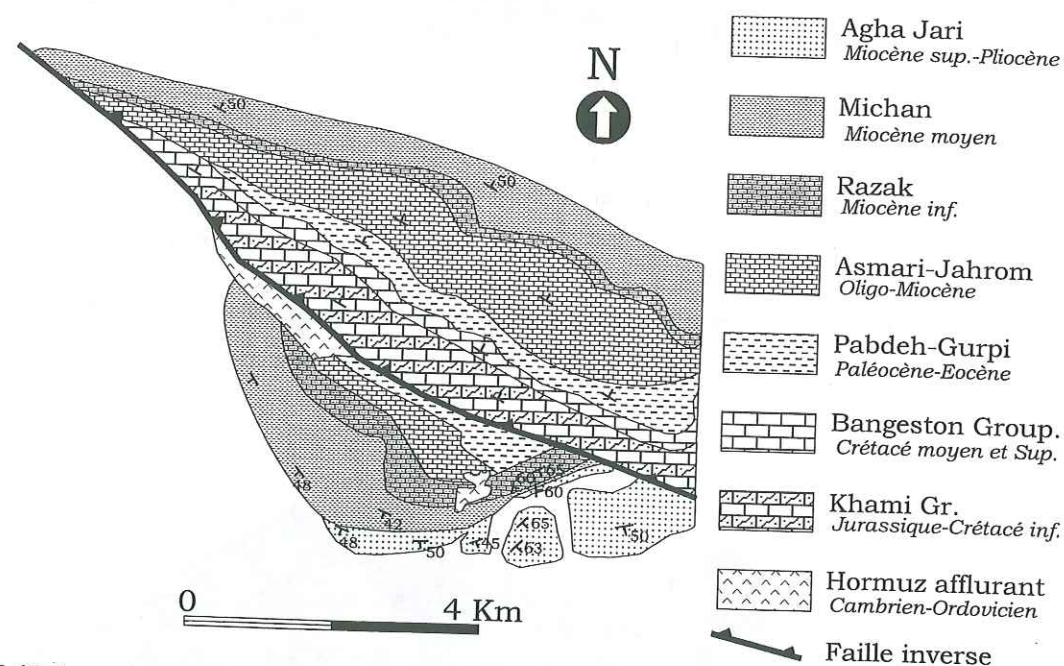


Figure III-65 Carte géologique du Darbast.

Sur le site de Darbast, l'activité salifère se manifeste d'une façon particulière. Nous avons évoqué la présence d'une zone d'inflation sur ce site. Dans la partie centrale de cette zone gonflée, le terrain a été érodé et forme une dépression (Figure III-66) dans laquelle la série de Hormuz affleure en certains endroits. Un des affleurements longe la faille de Darbast (Figure III-66).

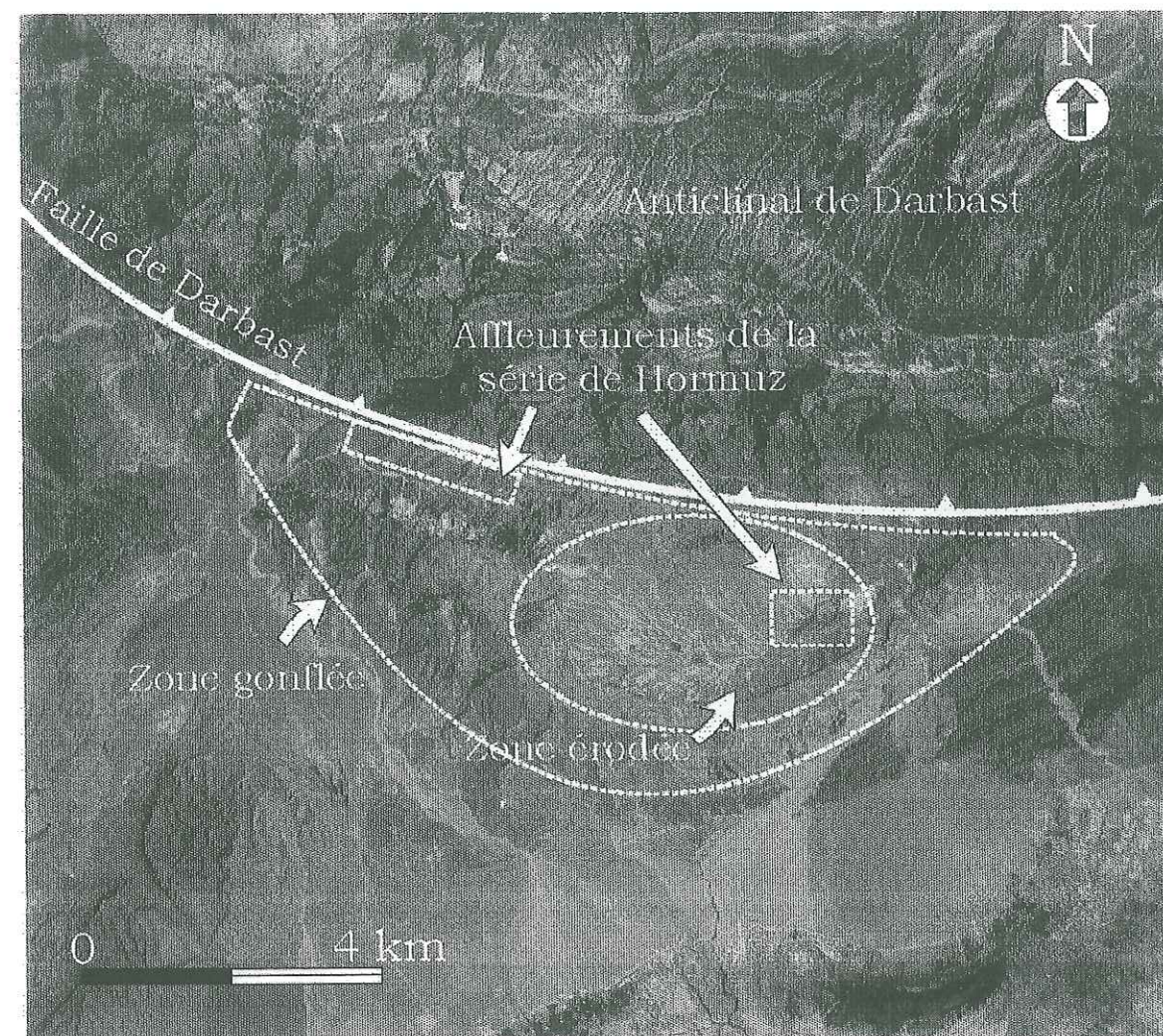


Figure III-66 Zone affectée par l'activité du diapir de Darbast. La zone de gonflement et la zone érodée sont représentées sur la Figure.

Ici l'affleurement de la série de Hormuz est stratifié et on voit les couches de sel (Figure III-67-a). La discontinuité entre les couches de gypse et les alluvions déposées sur l'affleurement témoigne de l'érosion d'une partie de la série évaporitique (Figure III-67-b). Si l'on suppose que ces alluvions ont le même âge que les échantillons d'alluvions prélevés ailleurs sur le site (cf. 3-3-4), la série de Hormuz s'est mise en place ici il y a plus de 8000 ans. Il s'agit des alluvions de Gachin. La Formation Bakhtyari (conglomérat Pliocène supérieur) n'a pas été trouvée sur ce site. Ceci signifie que la mise à l'affleurement de la série évaporitique de Hormuz s'est produite soit au Pliocène supérieur (en même temps que le dépôt de la Formation Bakhtyari), soit juste après sa sédimentation, car nous n'avons pas trouvé de fragments de sel dans les conglomérats de Bakhtyari. En conclusion, la date de la mise en place de l'affleurement de sel se situe entre 1,65 Ma et 8000 ans.

En ce qui concerne l'activité actuelle du diapir de Darbast, nous ne disposons pas d'indices morphologiques, mais l'histoire sismique de la région confirme la forte activité tectonique de ce site qui pourrait avoir une liaison avec le mouvement actuel du sel (cf. 3-5-1).



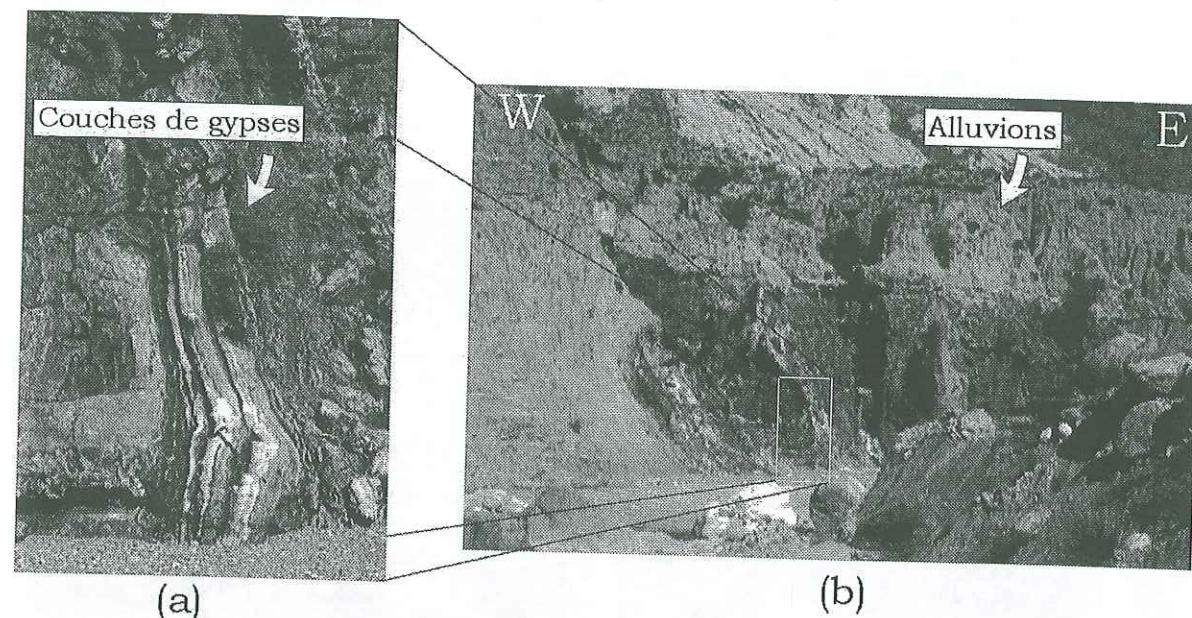


Figure III-67 Affleurement de Hormuz sur le site diapirique de Darbast. (a), Affleurement de couches de gypse ; (b), Présence d'alluvions non déformées sur l'affleurement de sel. L'estimation visuelle des pendages ne permet pas de déceler un basculement des couches.

#### 3.4.1.6. Site de Genow

Le Genow est un anticlinal situé 25 Km au Nord de Bandar Abbas (Figure III-49-b). L'accès à cet anticlinal se fait par la route Bandar Abbas-Sirjan pour le flanc Nord et par la route Bandar-Abbas-Bandar Lengeh pour le flanc sud (Figure III-1). Cet anticlinal est d'une ampleur plus importante que les anticlinaux voisins. Son sommet atteint 2245 mètres d'altitude, soit un dénivelé de 2100 mètres par rapport au plateau voisin. Le Genow est localisé dans un cadre limité par les longitudes 55°58'E et 56°18'E et les latitudes 27°18'N et 27°28'N (Figure III-68).

L'anticlinal est constitué de formations de l'Oligo-Miocène. Au centre et en altitude en raison de l'érosion, les faciès du Pabdeh-Gurpi d'âge Paléocène-Eocène, du Bangeston Group d'âge Crétacé moyen et supérieur et du Khami Group d'âge Jurassique-Crétacé inférieur, affleurent. La direction de l'axe du Genow est ENE-WSW. Elle devient NE-SW dans la partie Ouest de l'anticlinal (Figure III-29).

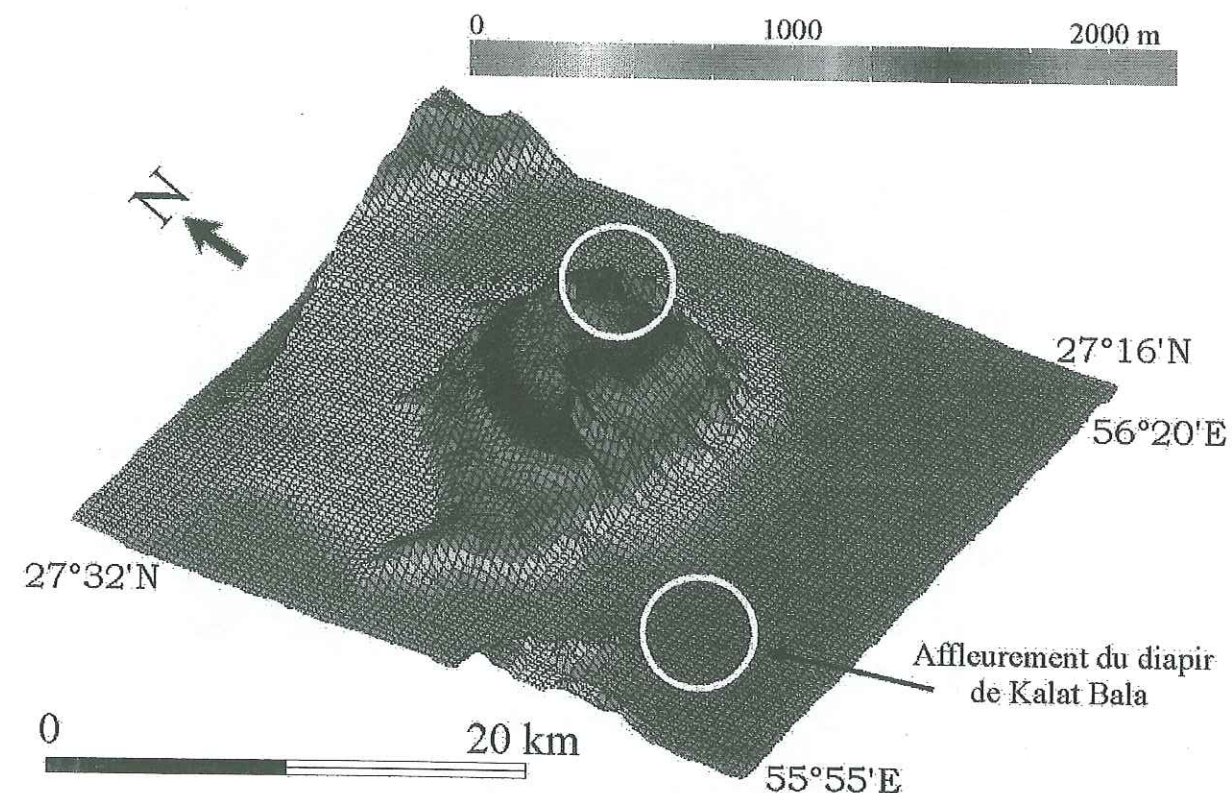


Figure III-68 Morphologie du site de Genow en vue perspective. Les affleurements de la série de Hormuz sont encerclés.

On trouve aussi des pointements de sel de Hormuz sur le plateau au Sud-Ouest de l'anticlinal : affleurement de Kalat Bala, (Figure III-5 ; Figure III-68 et Figure III-69) dans un contexte synclinal (cf. 3-2-4-1).

Dans l'anticlinal de Genow (Figure III-70), le sel de Hormuz n'affleure que dans sa partie NE (Figure III-71). Cet endroit susceptible d'abriter des diapirs non encore à l'affleurement est un bon exemple pour étudier l'activité actuelle des diapirs cachés proches de la surface.



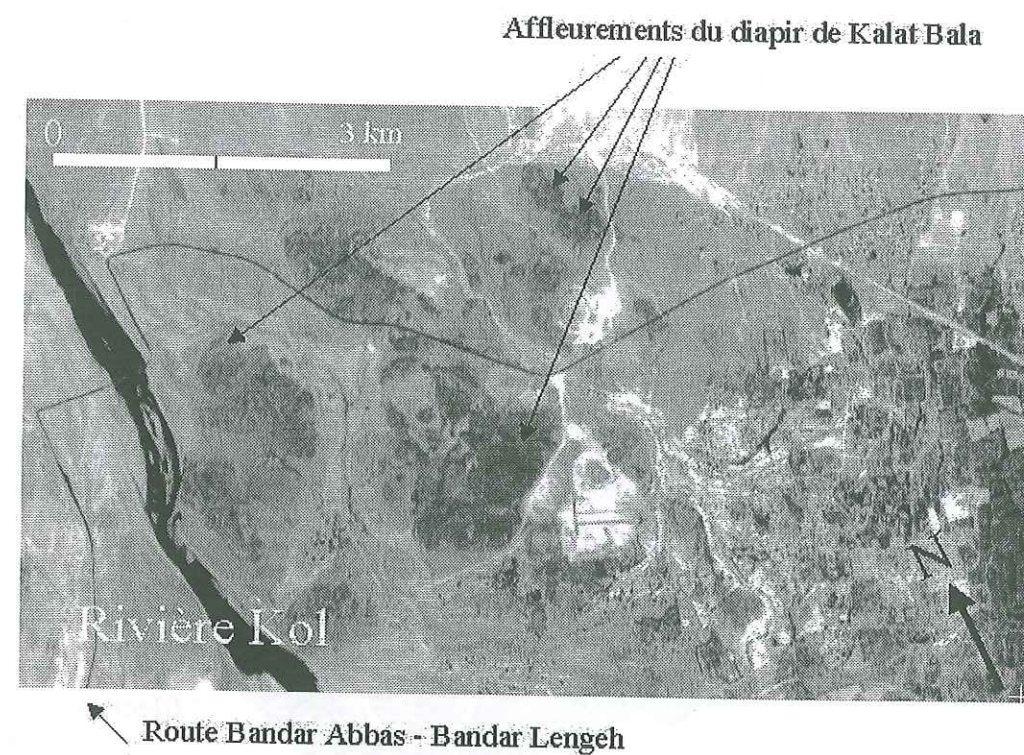


Figure III-69 Affleurements du diapir de Kalat Bala sur une image SPOT.

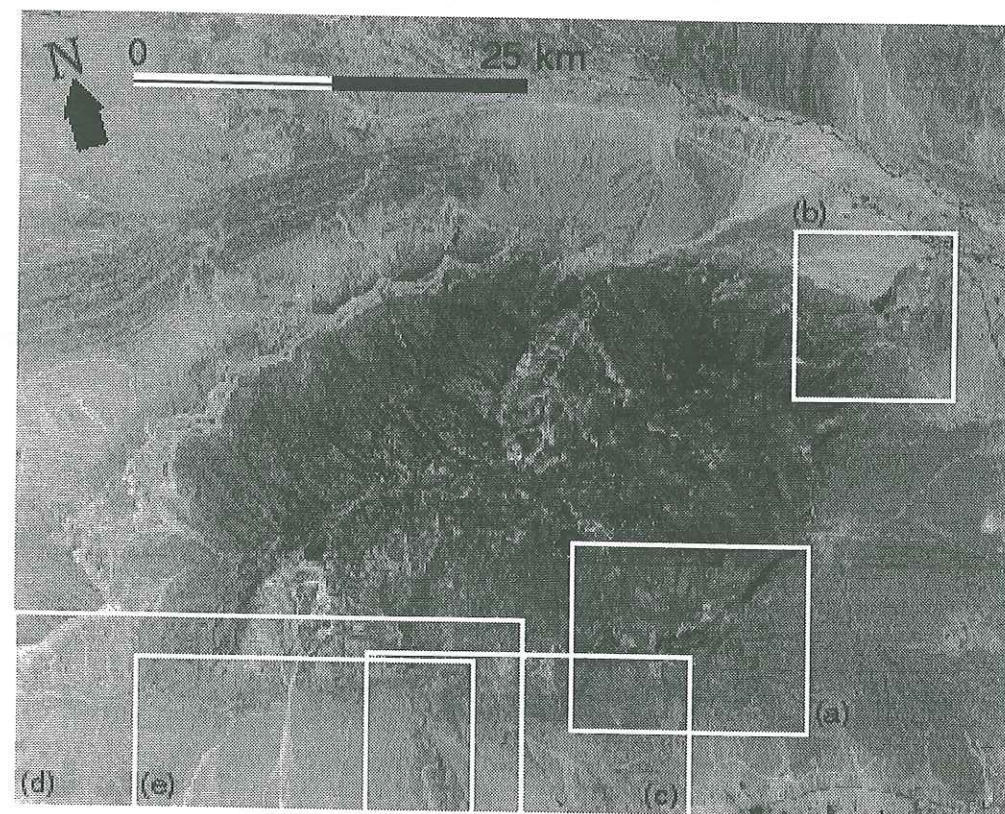


Figure III-70 Extrait de scène SPOT de Genow.  
(a), Figure III-73 ; (b), Figure III-74 ; (c), Figure III-77, (d), Figure III-79 ; (e), Figure III-81.

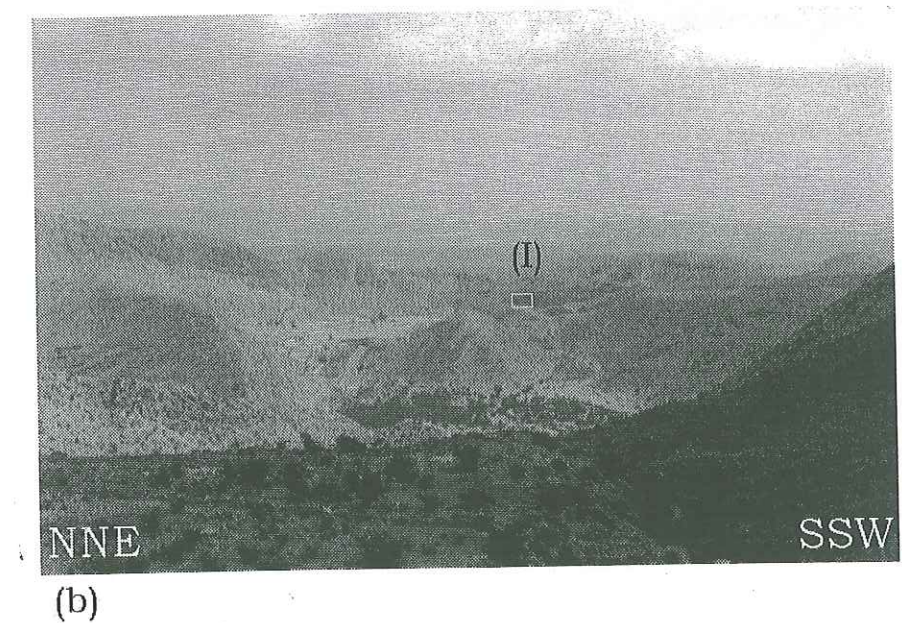
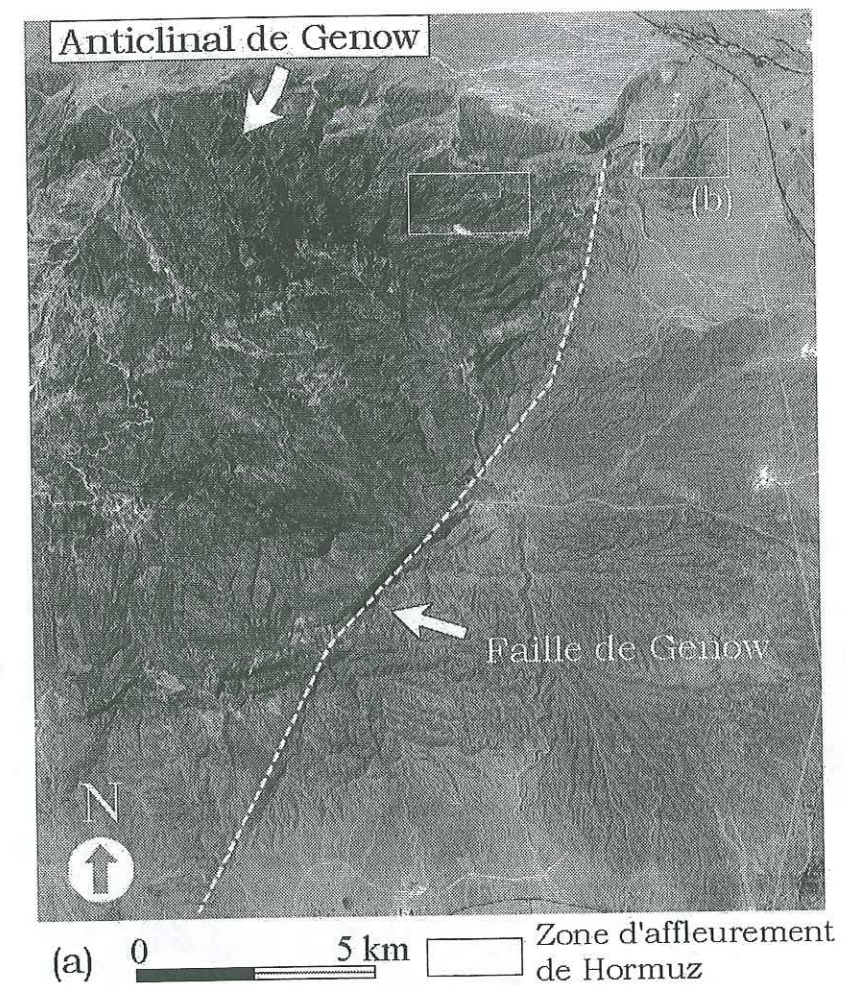


Figure III-71 Zones d'affleurements de la série évaporitique de Hormuz à Genow.  
(a), partie Est de l'anticlinal de Genow sur l'image SPOT. Les affleurements du sel sont encadrées ; (b), photo d'une vallée au NE de l'anticlinal où la série de Hormuz affleure. (I), Figure III-72.



Les affleurements de la série évaporitique de Hormuz au NE de Genow ainsi que la morphologie générale de l'anticlinal (érosion, forme du relief, Figure III-29 et Figure III-70) et la direction du basculement des cônes de déjection (cf. 3-6-6) permettent de penser que, s'il existe un diapir au cœur de cet anticlinal, il doit se situer plutôt à l'Est. C'est pourquoi nous avons concentré notre étude sur la partie Est de l'anticlinal.

L'étude de terrain réalisée sur l'affleurement de Hormuz au NE de cet anticlinal montre l'absence d'activité actuelle des affleurements. Ils sont constitués de masses de gypse qui ne manifestent aucun mouvement récent du sel. La Figure III-72 montre un affleurement de la série évaporitique de Hormuz sur ce site.

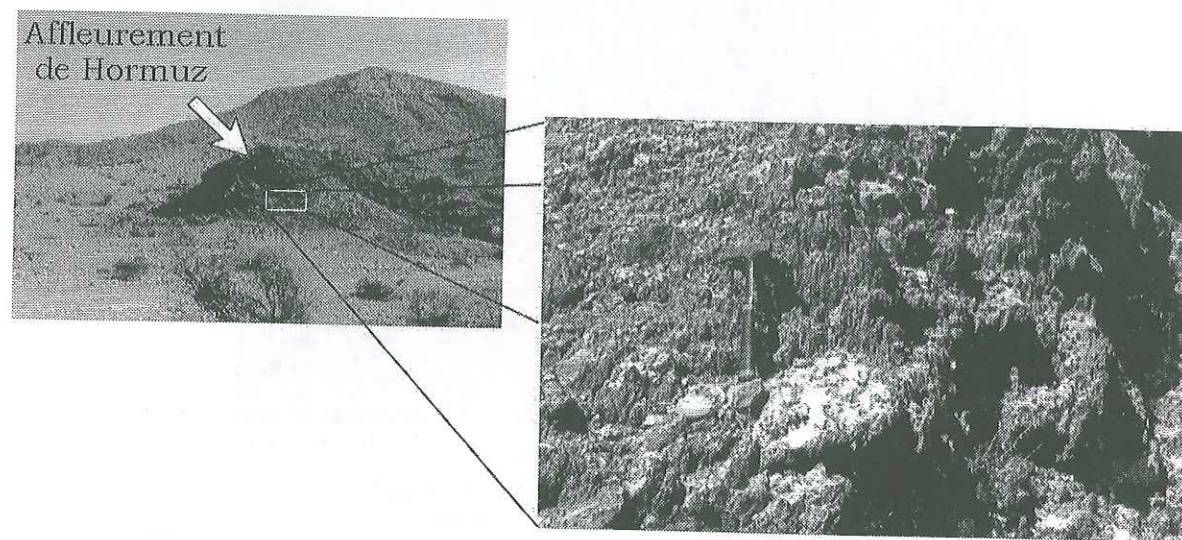


Figure III-72 Affleurement de la série de Hormuz sur le site de Genow.

L'affleurement de sel sur ce site est situé à proximité du passage d'une faille connue à la limite Est de Genow (Figure III-71-a). Le changement de direction du drainage qui traverse cette faille (Figure III-73), le décalage latéral d'une autre faille (Figure III-73) ainsi que la courbure de la partie NE de l'anticlinal de Genow (Figure III-74), suggèrent un jeu senestre de l'accident. La présence d'alluvions récentes sur cette faille ne nous permet pas de vérifier le mouvement de cette faille sur le terrain.

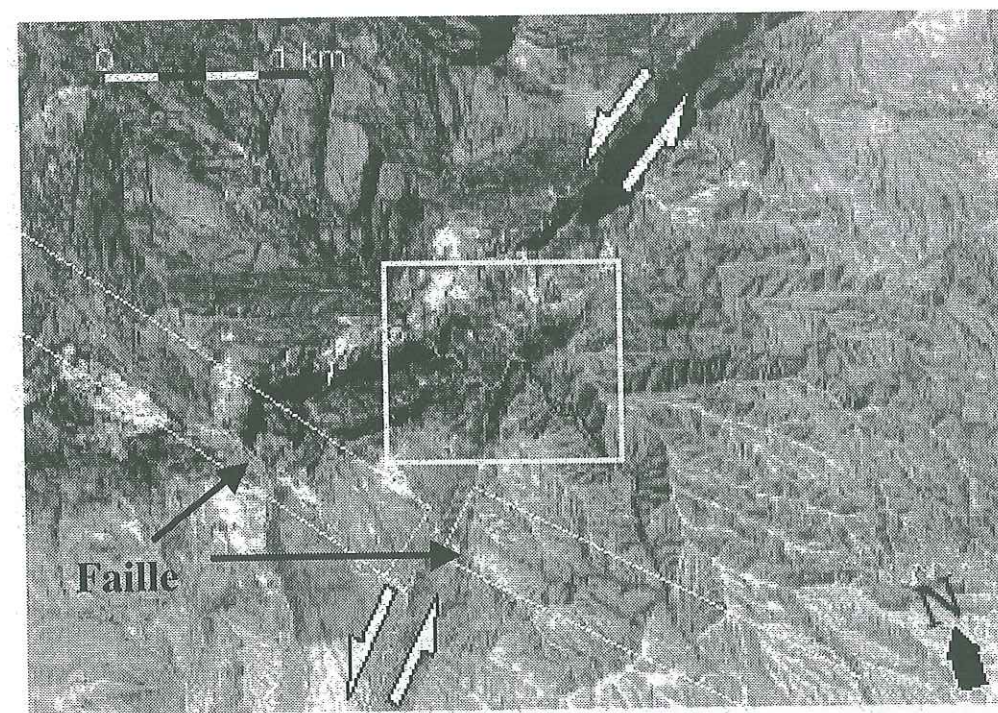


Figure III-73 Décalage latéral d'une faille et d'un drainage témoignant du passage d'une faille senestre. Voir la localisation de cet extrait de scène SPOT sur la Figure III-70-a.

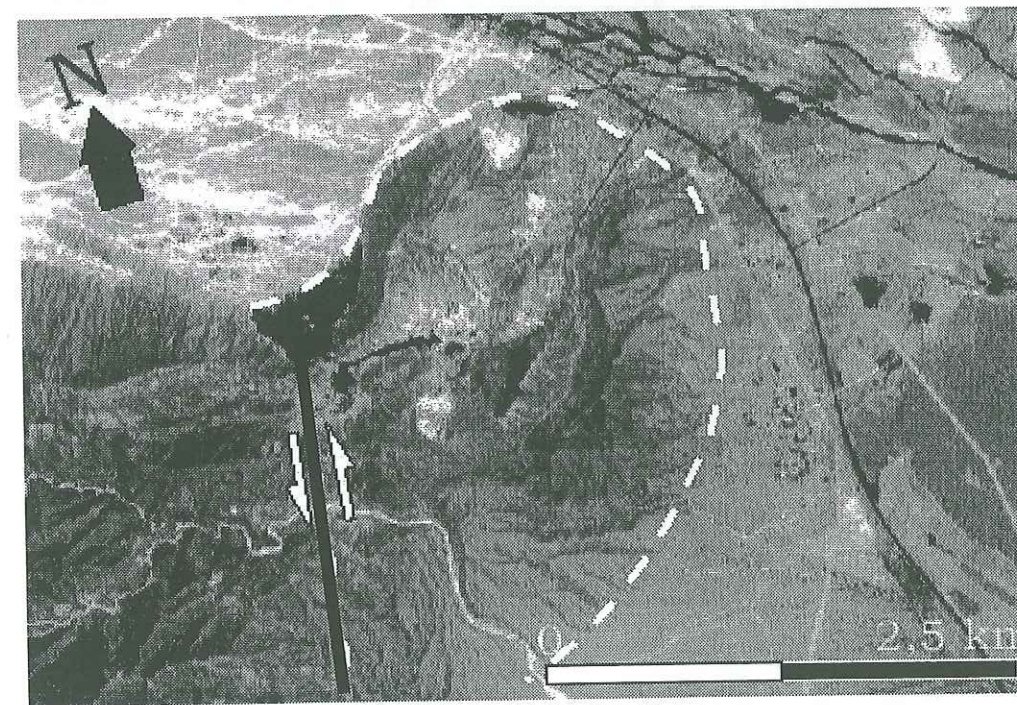


Figure III-74 Partie Est de l'anticlinal de Genow et terminaison de la faille de Genow. La courbure de la terminaison périanticlinale de Genow (ligne tiretée blanche) ainsi que la localisation de la faille de Genow (ligne noire) est représentée sur l'image. Les taches noires sont les terrains cultivés et les maisons. L'affleurement de Hormuz est si petit qu'il n'est pas visible sur l'image. Voir la localisation de cet extrait de scène SPOT sur la Figure III-70-b.



Sur notre modèle numérique de terrain (Figure III-75) la faille de Genow apparaît. Ni sur le MNT, ni sur l'image SPOT, nous n'avons pas pu suivre la faille plus loin que l'anticlinal. Un autre linéament existe au Sud de l'anticlinal. Il correspond à la limite entre l'anticlinal et la vallée au Sud.

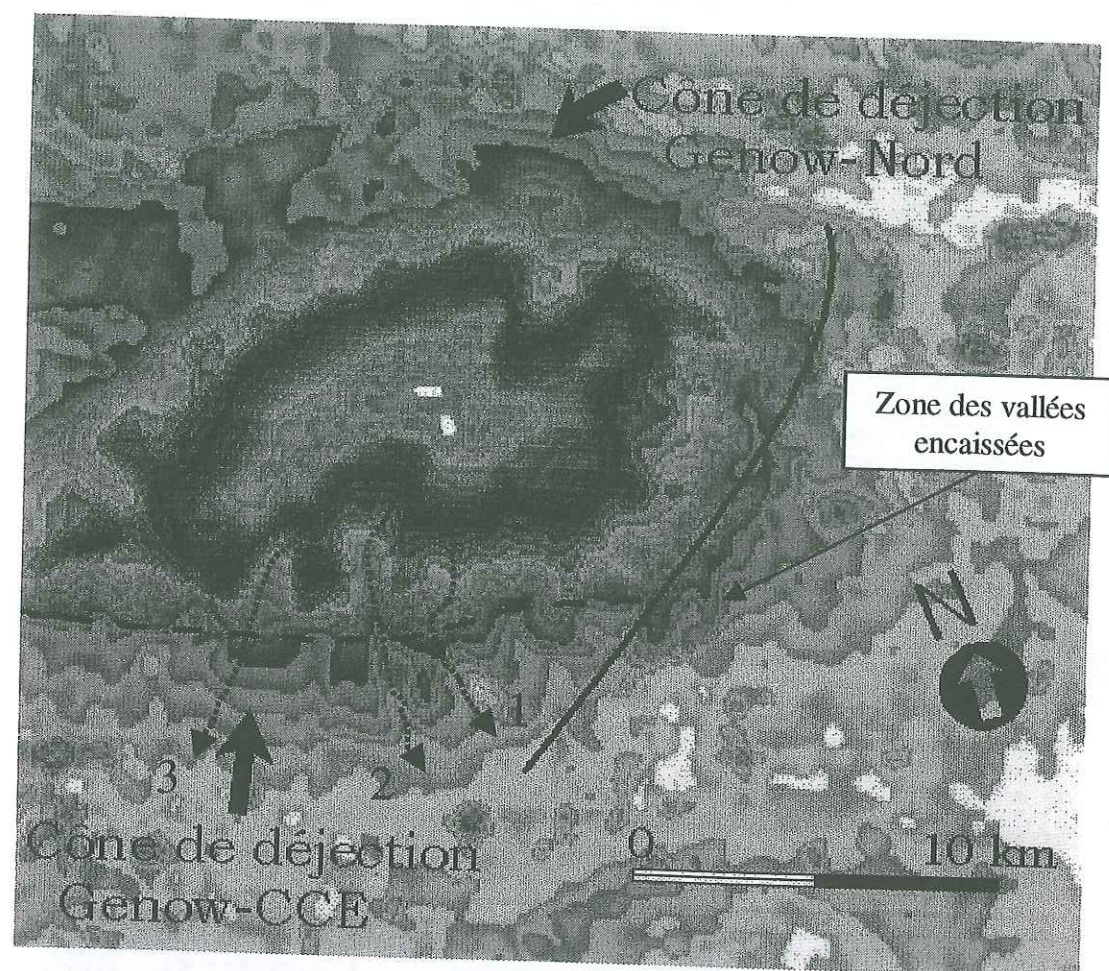


Figure III-75 Modèle numérique de terrain du site de Genow. Le passage de la faille de Genow est visible sur le MNT. Un autre linéament au Sud de Genow apparaît sur ce MNT. 1 à 3, trois rivières principales du flanc sud.

A l'Est de la faille de Genow, affleure le conglomérat de la Formation Bakhtiyarie du Pliocène supérieur (Figure III-29). Ses couches affectées d'un pendage allant jusqu'à  $10^\circ$ , sont creusées par une série de vallées très encaissées appelées par les habitants "vallées mortes" (Figure III-75; Figure III-76). Ce type de vallée atteste du fort soulèvement local de cette zone.

Au SE de l'anticlinal et à l'Ouest de la faille de Genow, nous avons remarqué la présence à l'affleurement de calcaires de l'Oligo-Miocène et du Fars Group du Mio-Pliocène qui ne sont pas recouverts par les alluvions comme c'est le cas plus à l'Ouest (Figure III-77). Cette zone a-t-elle été surélevée suite à l'activité d'un diapir ? Nous avons suivi ces couches dans cette zone. Elles ont une direction générale E-W et ne présentent aucune déformation locale attestant d'un mouvement vertical.

L'étude sur le terrain n'a pas révélé d'indice de l'activité d'un diapir au SE de l'anticlinal de Genow. Le MNT de cet anticlinal (Figure III-75) ne présente aucun changement brutal de la topographie dans cette zone (SE de l'anticlinal) : ni dans la zone recouverte par les alluvions, ni dans la zone non recouverte (Figure III-77).

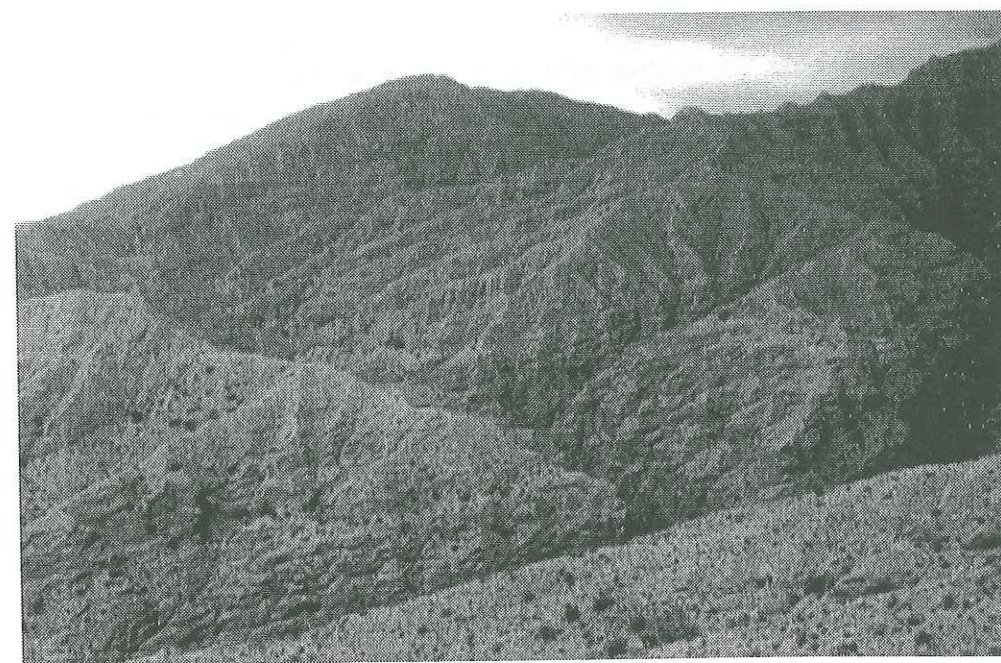


Figure III-76 Formation de Bakhtiyarie et ses vallées encaissées à l'Ouest de la faille de Genow.

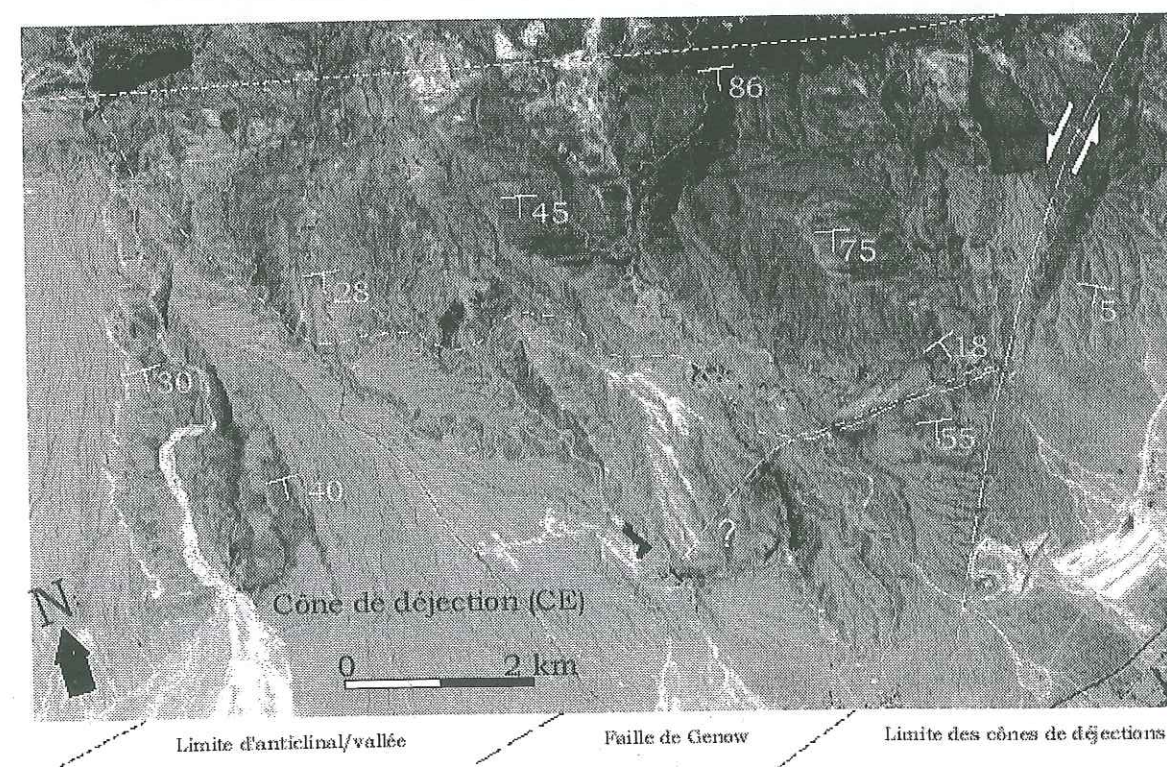


Figure III-77 Partie SE de l'anticlinal de Genow. Limite des cônes de déjection et zone supposée de l'activité de diapir représentée sur la Figure. Voir la localisation de cet extrait de scène SPOT sur la Figure III-70-c.



Les anticlinaux du Zagros sont généralement déversés vers le Sud (cf. 3-2-3). La présence de failles parallèles à l'axe du pli a pu être mise en évidence localement, notamment dans l'anticlinal de Khonj (Figure III-49-a). L'étude des axes de drainages sur les images SPOT et sur le MNT du site de Genow confirme l'absence de décrochements actifs à la limite sud de cet anticlinal.

Une autre étude a été réalisée afin de tester la présence d'une faille (normale ou inverse) à cet endroit. Nous avons réalisé des profils en long des axes de drainages sur le flanc sud de l'anticlinal pour détecter les ruptures de pente. De telles ruptures sont susceptibles de marquer le passage de failles. La Figure III-78 montre les profils en long des trois axes de drainages les plus importants sur le flanc Sud de Genow. Sur les deux profils (1 et 2), on note la présence d'une rupture localisée juste à la limite sud de l'anticlinal. Le troisième profil (3 sur la Figure III-78) est un profil régulier, sans rupture de pente. La rupture sur les profils 1 et 2 est un phénomène général dans le Zagros lié au changement de la lithologie à la limite anticlinal/vallée. Cette limite a été masquée sur le troisième profil par des alluvions.

Dans la partie SE de Genow, quatre cônes de déjection sont présentés (Figure III-79). Nous les avons cartographiés afin de mettre en évidence des indices de l'activité récente du diapirisme salifère (Figure III-80). En dépit de leur proximité, ces quatre cônes apparaissent très différents.

Les deux cônes occidentaux (CW et CCW) sont morcelés et entaillés par l'érosion. Les deux cônes orientaux (CCE et CE) sont les plus grands. A la limite Est, le cône CE est entaillé par deux axes de drainage : l'un décrit des méandres et l'autre est plus rectiligne. A moins de 2,5 km à l'Ouest de cette zone de creusement, le cône (CCE) dépose des alluvions sur place (Figure III-81). Ces observations témoignent de l'existence d'un mouvement vertical différentiel dans ce secteur. Celui-ci pourrait s'expliquer soit par la présence d'une masse salifère remontant vers la surface soit par une simple hétérogénéité de la déformation tectonique locale (raccourcissement et soulèvement non cylindrique).

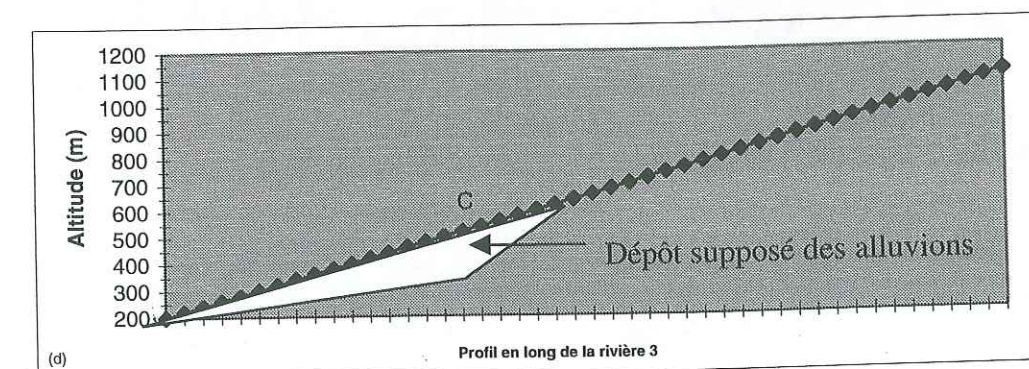
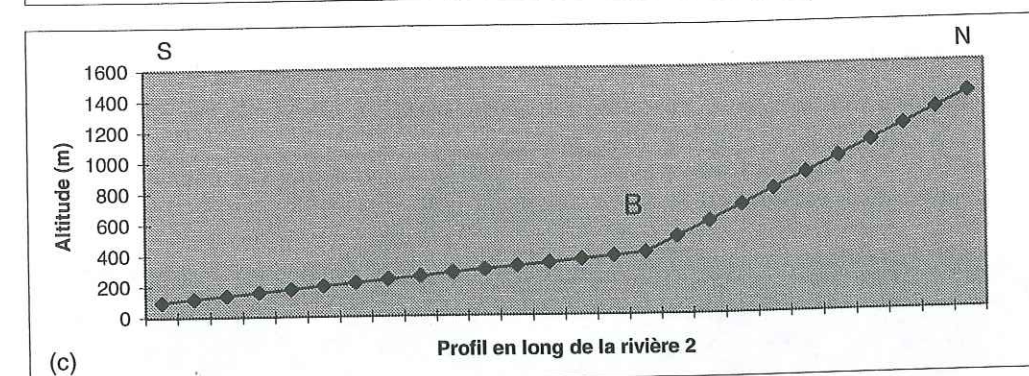
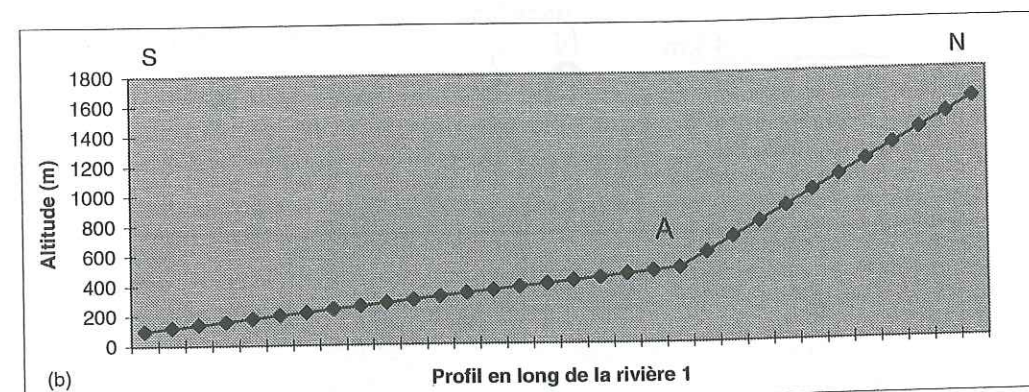
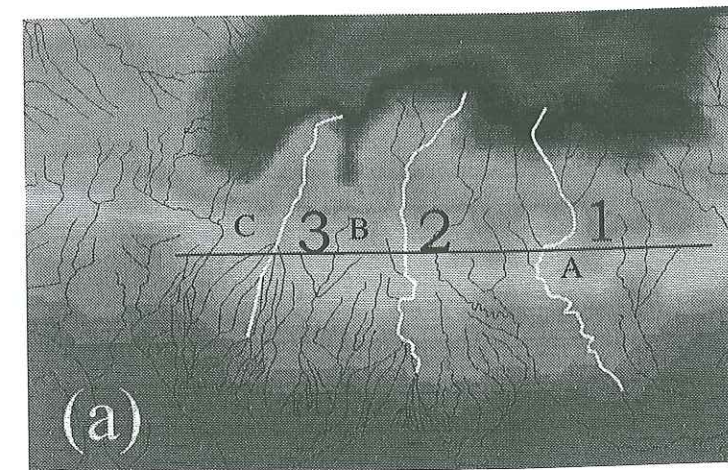


Figure III-78 Profils en long de trois rivières (1 à 3) sur le flanc Sud de l'anticlinal de Genow. (a), rivières sélectionnées ; (b) et (c), profils en long des rivières 1 et 2 montrant une rupture de pente à la limite sud de Genow ; (d), profil en long de rivière 3 ne montrant pas de rupture de pente à la limite anticlinal/vallée. Le dépôt supposé des alluvions est représenté sur le profil.



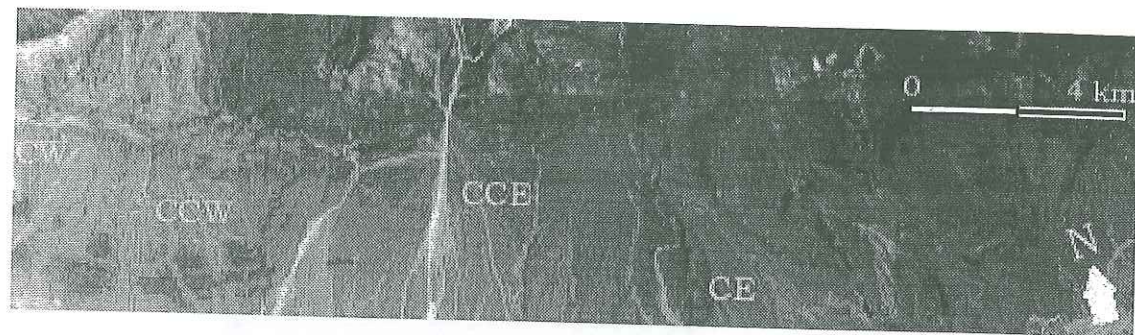


Figure III-79 Cônes de déjection au Sud de l'anticlinal de Genow.  
CW, cône de l'Ouest ; CCW, cône du Centre-Ouest ; CCE, cône du Centre-Est et CE, cône de l'Est.  
Voir la localisation de cet extrait de scène SPOT sur la Figure III-70-d.

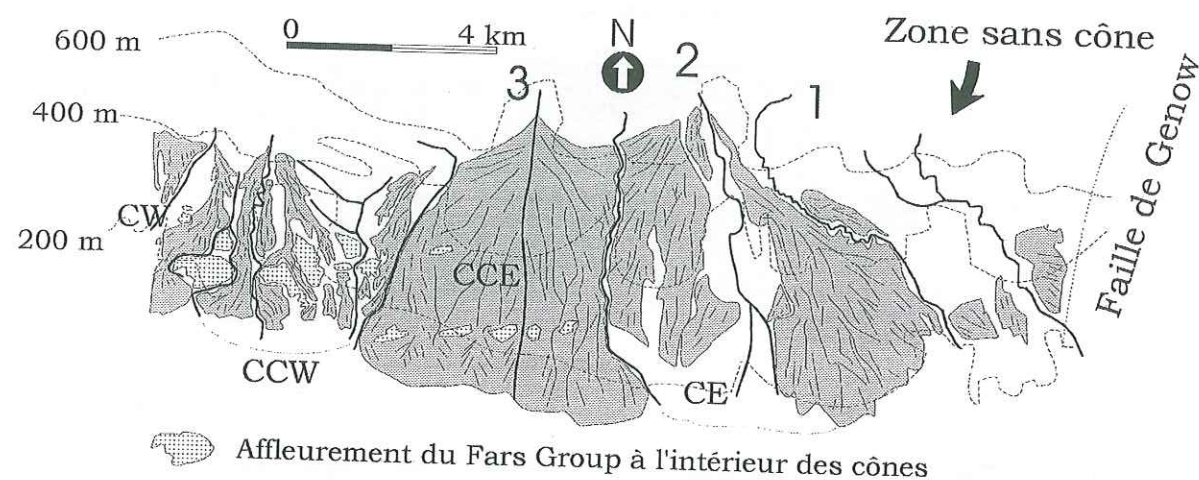


Figure III-80 Cônes de déjection au sud de l'anticlinal de Genow.  
CW, cône de l'Ouest ; CCW, cône du Centre-Ouest ; CCE, cône du Centre-Est et CE, cône de l'Est. 1 à 3, trois rivières de la Figure III-75 et Figure III-78.

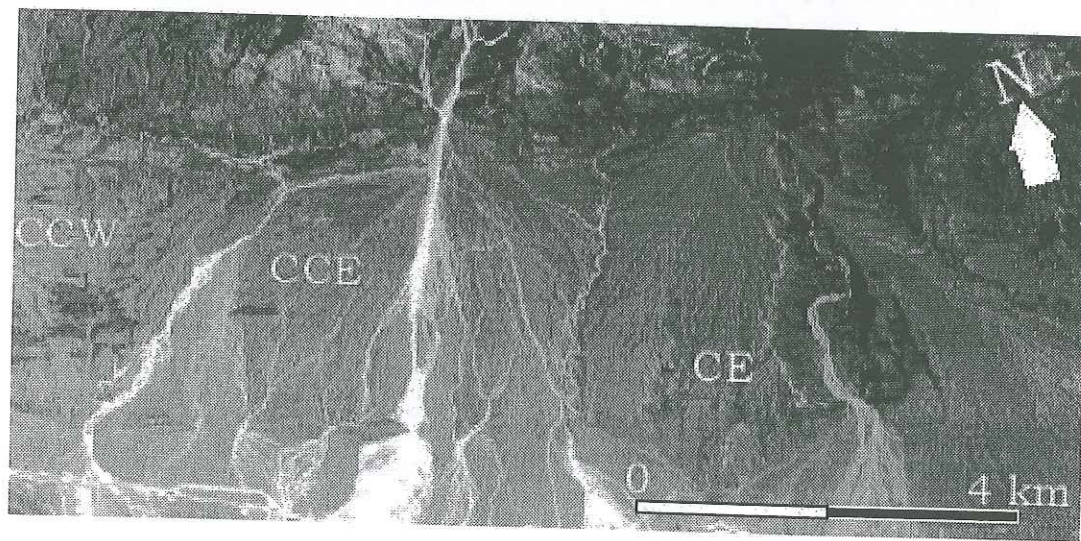


Figure III-81 Deux cônes de déjection au sud de l'anticlinal de Genow qui ont une activité différente : sur CCE, le cours d'eau dépose des alluvions tandis que sur CE, au autre cône, l'eau creuse ses dépôts.  
Voir la localisation de cet extrait de scène SPOT sur la Figure III-70-e.

Une étude du basculement des cônes de déjection a été réalisée sur deux cônes d'alluvions de Genow : un au nord (Cône de Genow-Nord), l'autre au sud (cône CCE ; Figure III-75). La direction du basculement confirme la présence d'un soulèvement local au cœur de l'anticlinal (cf. 3-6-6).

En conclusion, l'étude géomorphologique que nous avons menée, aussi bien sur la zone d'affleurement de sel que sur les drainages du flanc sud de l'anticlinal de Genow nous a permis de mettre en évidence des anomalies morphologiques permettant de suspecter des mouvements verticaux différentiels. Néanmoins ces observations ne sont pas à elles seules des arguments suffisants pour conclure indubitablement à une activité actuelle du diapir de Genow.

#### 3.4.1.7. Site de Khurgu

L'anticlinal de Khurgu est aussi connu sous le nom de *Kuh-e Namak* (montagne du sel). Il est présent au centre de notre région d'étude (Figure III-49-b), dans un cadre limité par les longitudes 56°05'E et 56°30'E et les latitudes 27°30'N et 27°38'N (Figure III-82). Cet anticlinal est situé à 40 km au nord de Bandar Abbas. Il n'existe pas de chemin praticable en voiture sur cet anticlinal. L'affleurement de sel est localisé à 27°33'N et 56°15'E. L'anticlinal, dont il ne reste plus qu'une petite partie à l'Ouest du diapir (Figure III-83), se divise en deux : Khurgu-Nord et Khurgu-Sud. Ce dernier, tronqué au Nord par la faille de Khurgu, E-W, n'est représenté que par son flanc S (Figure III-83). L'anticlinal est recouvert par la formation d'Asmari-Jahrom (d'âge Oligo-Miocène). Le long de la faille, les formations d'âge Paléocène-Eocène affleurent au sommet de Khurgu-Sud (Figure III-29). Le Khurgu est un anticlinal de 1451 mètres d'altitude dont l'axe orienté E-W tourne progressivement à l'WSW-ESE vers l'Est.

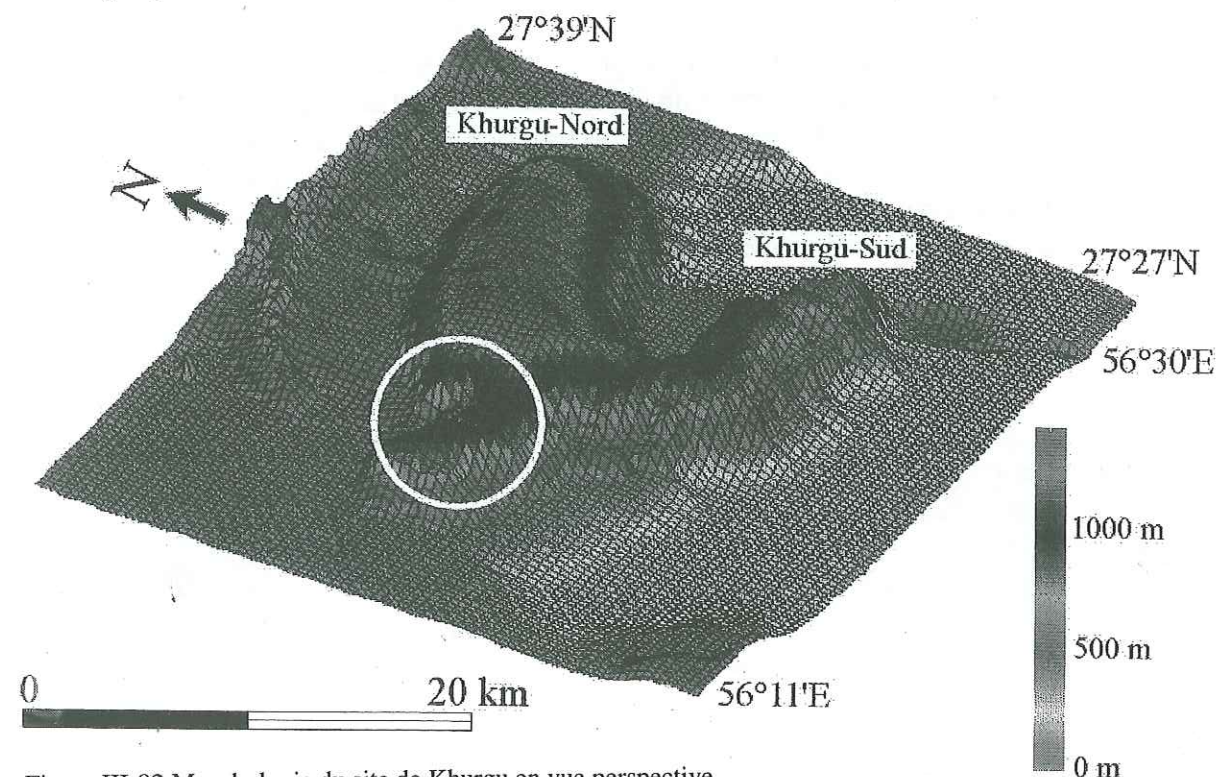


Figure III-82 Morphologie du site de Khurgu en vue perspective.  
L'affleurement de sel est encerclé.



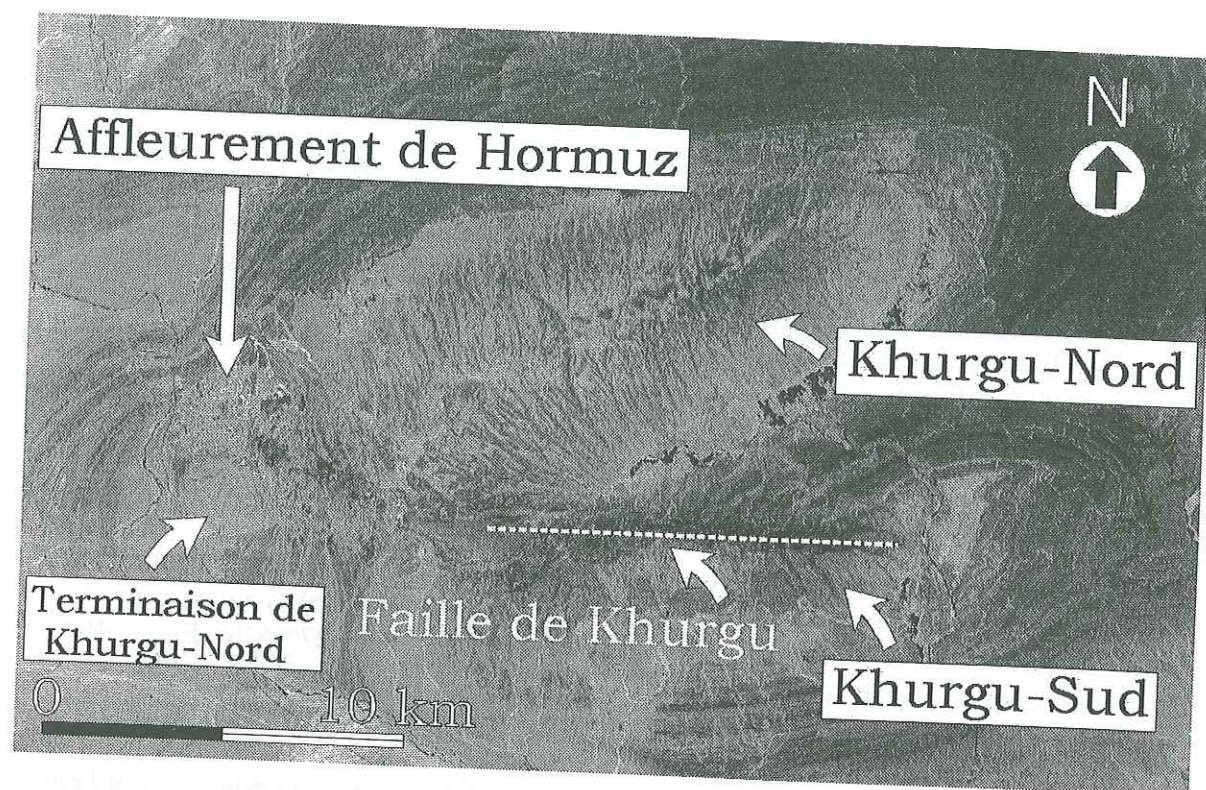


Figure III-83 Site de Khurgu (extrait de scène SPOT).  
Les anticlinaux de Khurgu-Nord et de Khurgu-Sud, la faille principale de Khurgu (E-W) et l'affleurement de la série de Hormuz sont visibles sur la Figure.

A l'Ouest de l'affleurement de la série de Hormuz, l'affleurement de couches érodées du Fars Group à une altitude inférieure à 400 mètres témoigne d'une intense érosion de ce secteur. La terminaison Ouest du Khurgu-Nord constituée de calcaires de l'Oligo-Miocène est séparée du reste de l'anticlinal par l'affleurement de Hormuz. Dans cette zone on observe des masses de Hormuz injectées dans les petites fractures de ces calcaires (Figure III-84). Des solutions de sel piégées entre deux couches de la masse salifère de Hormuz pourraient également, à la faveur de la montée de la masse de sel, avoir circulé et été injectées dans les fractures.

Sur ce site, nous avons relevé le terrain la présence d'une zone de subsidence à l'Est de l'affleurement de Hormuz (Figure III-85) qui se traduit par la coupeur morphologique de l'anticlinal. Dans cette zone le réseau hydrographique a cependant conservé sa morphologie d'origine, la subsidence relative n'ayant pas entraîné de répercussions visibles sur la morphologie du réseau hydrographique (Figure III-85). Cette zone est limitée à l'Est par un escarpement de 300 m. Celui-ci correspond au jeu d'une faille normale (Figure III-86).



Figure III-84 Série de Hormuz injectée dans les fissures des calcaires.

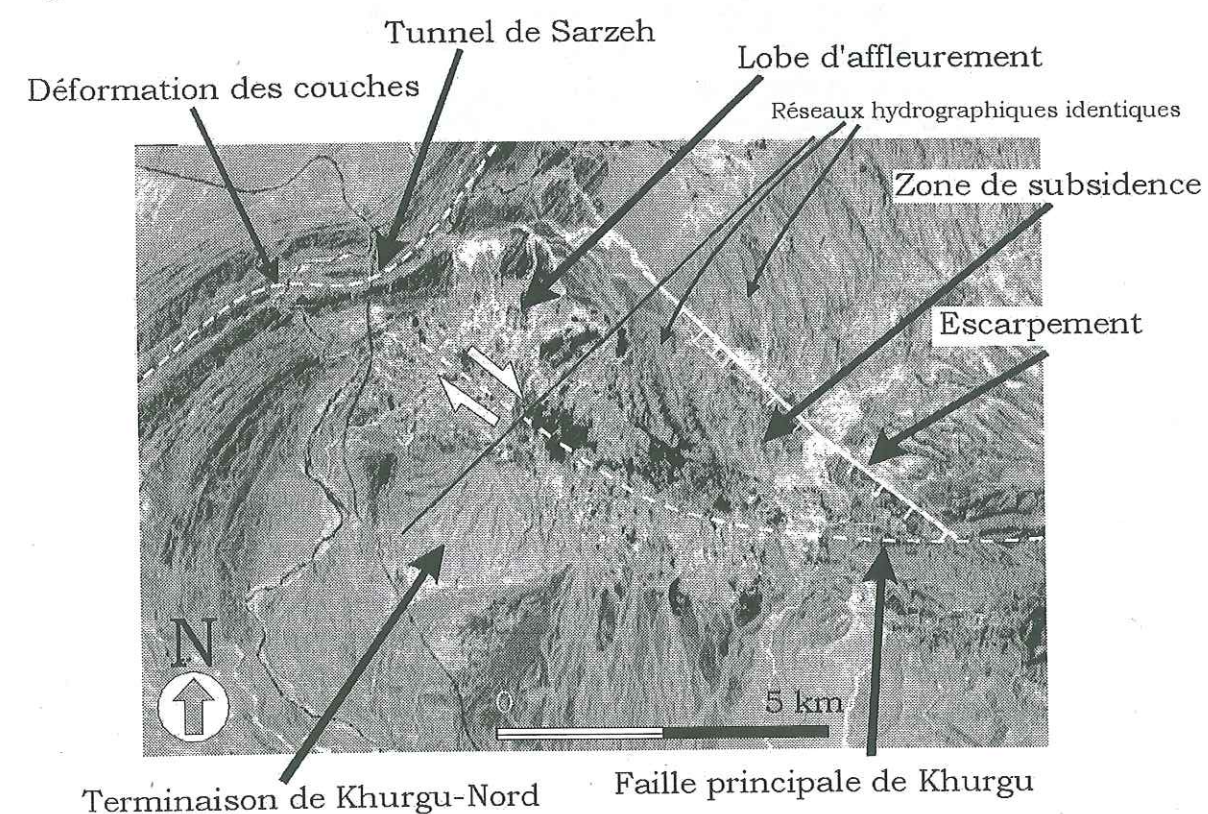


Figure III-85 Interprétation structurale de la partie W de l'anticlinal de Khurgu-Nord.



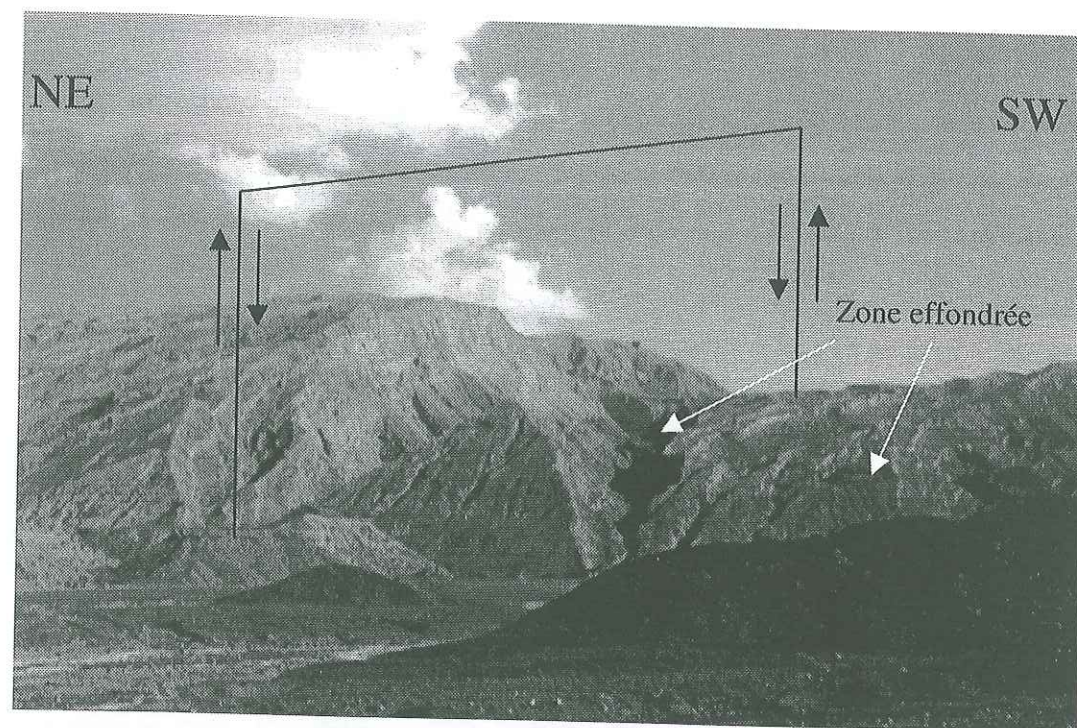


Figure III-86 Anticlinal de Khurgu-Nord.

Au voisinage de l'affleurement de la série de Hormuz, la déformation des couches du Fars Group (Mio-Pliocène) est décelable, surtout au Nord de l'anticlinal. La plupart de ces couches sont érodées par la rivière Sarzeh (Figure III-33). Mais il subsiste encore des couches qui ont gardé des indices structuraux du soulèvement du diapir de Khurgu (Figure III-87). Au sein de l'affleurement de sel de Hormuz, des couches du Fars Group sont visibles par endroit. L'affleurement de Hormuz a donc recouvert une partie des couches sédimentaires d'âge Mio-Pliocène.

L'affleurement de Hormuz est située entre la partie centrale de l'anticlinal de Khurgu-Nord et sa terminaison Ouest (Figure III-83). Si nous poursuivons la limite anticlinal/vallée, nous observons un décalage de la terminaison Ouest de Khurgu-Nord vers Sud par rapport à la partie centrale de l'anticlinal de Khurgu (Figure III-85). Le fluage massif de sel vers l'Est, au nord de l'affleurement de Hormuz confirme ce type de mouvement. Ces observations ainsi que la présence d'un changement de direction des couches de Fars Group juste au NW de l'affleurement de Hormuz permettent d'envisager le passage d'une faille dextre à cet endroit (Figure III-85). Cette faille dextre, qui passerait sous l'affleurement de sel, aurait facilité l'affleurement de celui-ci. Si nous supposons que cette faille est la terminaison de la faille principale de Khurgu, nous pourrions proposer un jeu dextre pour la faille de Khurgu.

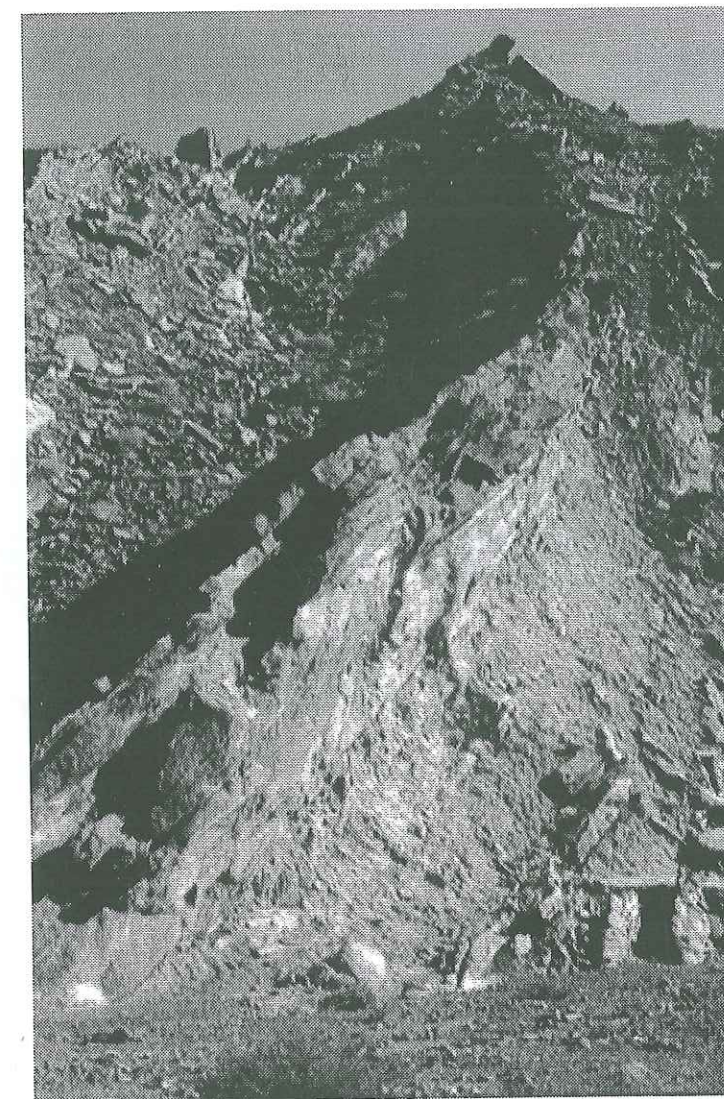


Figure III-87 Couches du Fars Group déformées par le soulèvement du diapir de Khurgu.

L'ampleur de l'affleurement et le fluage du sel actuel traduisent l'activité de cette masse salifère. On ne trouve cependant pas de glacier de sel : la série de Hormuz érodée est dissoute sur toute la surface qui descend vers la vallée.

Nous avons regardé l'influence éventuelle de l'activité du diapir de Khurgu sur des ouvrages de génie civil : un tunnel, des ponts et la chaussée de la route Bandar Abbas – Sirjan (Figure III-1), situés à moins d'un kilomètre de l'affleurement. Le tunnel (Tunnel de Sarzeh ; Figure III-88) a été ouvert à la circulation en 1969. Malgré le mauvais positionnement de ce tunnel (dans les couches de grès du Fars Group), nous n'avons pas trouvé de fractures qui puissent être liées à l'influence de l'activité du diapir. La route et les ponts ont été construits entre 1966 et 1969. Une étude de ces structures ne montre aucun désordre lié à l'activité du diapir [A. Arambach, directeur du centre des projets et des études du Ministère de la route et du transport - région de Hormuzgan, communication orale, 1996]. Il se peut cependant que l'activité du diapir soit trop faible pour avoir une incidence sur ces sites, sur une période de 30 ans.





Figure III-88 Tunnel de Sarzeh situé à quelques centaines mètres de l'affleurement de Hormuz à Khurgu. Il ne présente pas d'indices de mouvement du diapir de Khurgu. Localisation du tunnel sur la Figure III-85.

### 3.4.2. Conclusion

Notre étude géomorphologique (liaison entre les affleurements de sels et les alluvions récentes) montre que le diapir actif de Finu est arrivé à l'affleurement entre 30000 à 5000 ans BP. L'irrégularité des dépôts d'alluvions sur les affleurements de la série de Hormuz montre que le taux de soulèvement n'a pas été constant. Ceci nous empêche de proposer un taux de soulèvement pour ces diapirs. Mais en moyenne, un taux de soulèvement de quelques centimètres par ans pendant la période de forte activité des diapirs est réaliste.

L'absence des signes qui pourraient montrer l'influence de l'activité actuelle du diapir de Khurgu sur des ouvrages de génie civil, indique une activité faible de ce diapir à notre époque.

L'étude géomorphologique détaillée des diapirs de Darbast et de Genow (région de Bandar Abbas) ne montre pas d'indice d'activité actuelle. En ce qui concerne les autres sites diapirique du Zagros et de la région de Bandar Abbas, une étude détaillée serait nécessaire afin de tester leur éventuelle activité actuelle.

## 3.5. Marqueurs linéamentaires de l'activité récente des diapirs

Dans ce paragraphe, nous allons essayer de trouver, avec différentes approches, la liaison directe ou indirecte, entre des linéaments structuraux et les diapirs salifères dans notre région d'étude. Cette étude permettra de mettre en évidence les structures géologiques grâce auxquelles les diapirs ont atteint la surface.

### 3.5.1. Linéaments structuraux définis à partir de la répartition des séismes

Nous avons essayé de mettre en relation l'activité sismique de la région avec le diapirisme salifère. Existe-t-il des linéaments sismiques et ceux-ci sont-ils liés à la répartition des diapirs ?

Le but de ce paragraphe n'est pas de présenter une carte sismique de haute précision de la région étudiée. Cette carte est en effet impossible à réaliser dans la mesure où il n'existe pas de réseau d'observation permanent déployé autour de Bandar Abbas. L'activité sismique est caractérisée grâce aux téléseismes enregistrés par les stations lointaines, iraniennes et mondiales. Nous avons donc utilisé les données de 498 forts séismes de la région de Bandar Abbas enregistré depuis 1497 jusqu'à ce jour. Elles sont tirées de rapports locaux et d'un extrait pour l'Iran du catalogue du NIES (*National Earthquake Information Survey*) que nous nous sommes procurés auprès d'une société sismologique locale. Nous avons également consulté le catalogue du HVD (*Harvard Seismology*) disponible sur Internet : (<http://www.seismology.harvard.edu>). Beaucoup de séismes sont présentés sans magnitude, surtout pour les plus anciens. Cependant, compte tenu qu'il s'agit d'enregistrements téléseismiques, il est raisonnable de penser que tous les séismes récents ont une magnitude supérieure à trois.

Sur la Figure III-89, figurent les diapirs (affleurants et non affleurants) ainsi que les structures majeures (anticlinaux) de la région.

La carte de la Figure III-90 présente la superposition d'un modèle numérique de terrain au pas de 30' que nous nous sommes procurés au près de l'U.S.G.S. (*U.S. Geological Survey*) et de la répartition de l'activité sismique.



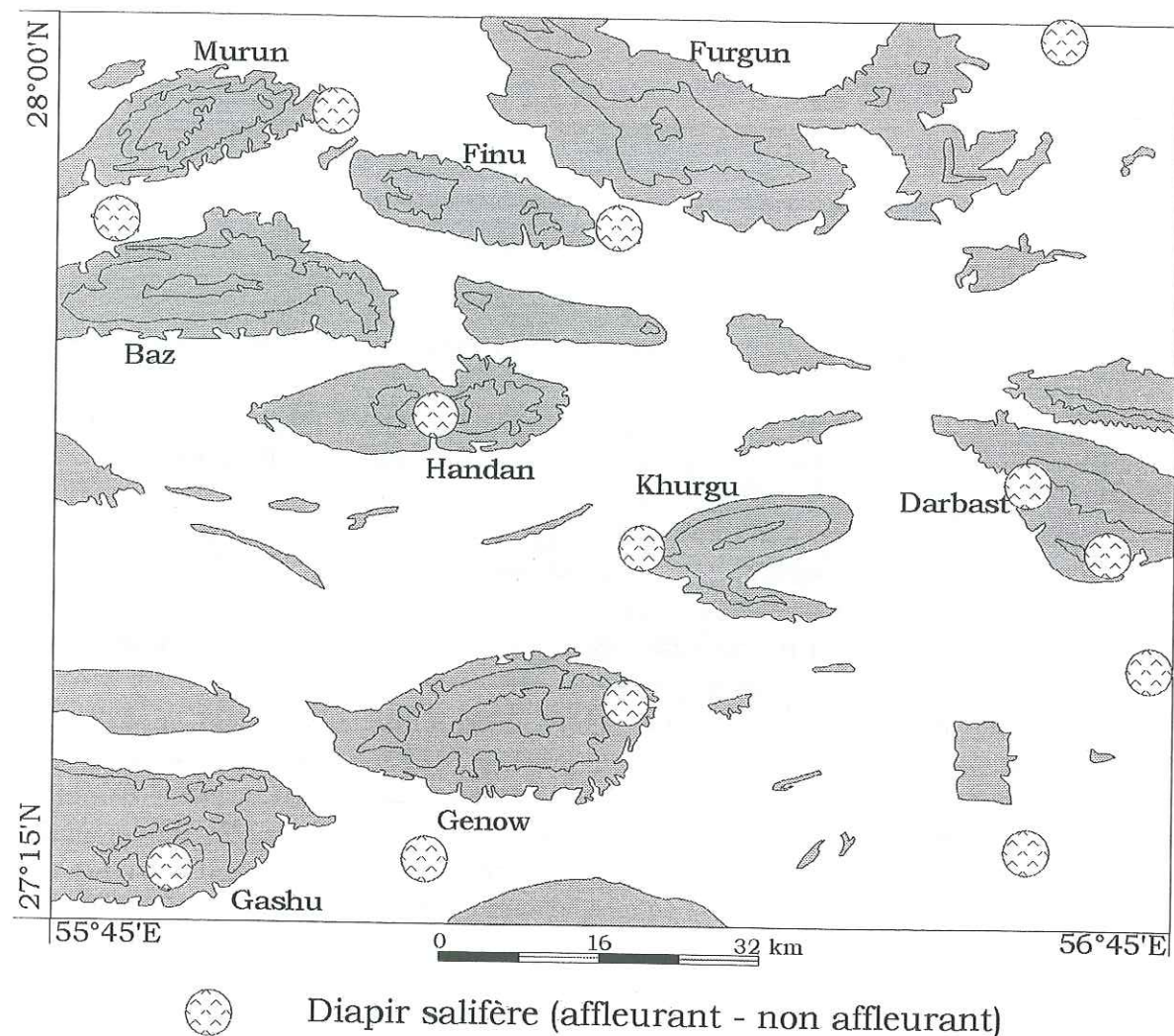
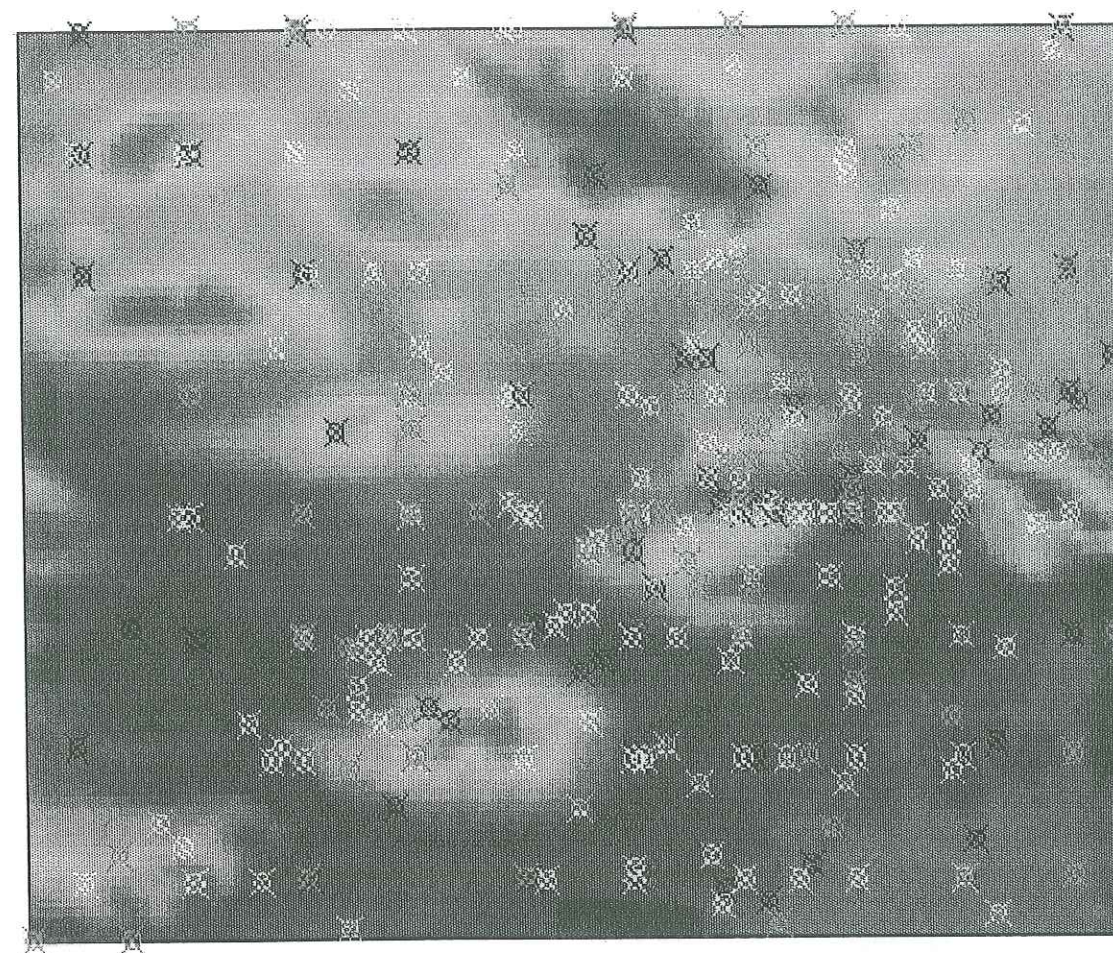


Figure III-89 Positionnement des diapirs (affleurants et non affleurant) de la région de Bandar Abbas. Les noms des anticlinaux sont signalés.

La sismicité apparaît globalement dispersée. Cela est dû, pour partie, à l'imprécision des localisations (notamment pour les plus anciennes) et, pour partie, au type de mécanisme mis en jeu. Beaucoup de ces événements correspondent au jeu de failles plates sur lesquelles les zones de blocages peuvent être très dispersées horizontalement. Cependant on note une concentration plus importante d'événements selon la direction N60°E matérialisée par les anticlinaux de Gashu, Genow, Khurgu, Darbast, avec un léger décalage vers le Nord de l'axe moyen de répartition de ces séismes, par rapport à celui des anticlinaux. Il n'existe pas de différence notable fonction de la magnitude dans la répartition des événements (Figure III-90). Il en est de même pour les profondeurs des foyers (Figure III-91). Il n'y a aucun approfondissement notable vers le Nord.



✕ Magnitude supérieure à 6      □ Magnitude entre 5 et 6  
 ○ Magnitude inférieure à 5      · Sans magnitude

Figure III-90 Localisation horizontale de tous les séismes de 1497 à 1999 dans la région d'étudiée. Pour les séismes anciens la localisation est obtenue sur la base des cartes d'intensité du séisme.

La Figure III-92 montre que la majorité des foyers des séismes est à une profondeur située entre 30 et 40 km. Ce pic correspond à la limite entre la croûte et le manteau estimée à 33 km [Kadinsky-Cade & Barazangi, 1982]. La localisation de la profondeur des foyers des séismes est basée sur un modèle de vitesse, forcément imprécis. Cela entraîne des erreurs sur l'estimation de la profondeur, concentrant la plupart des foyers des séismes autour des zones de transition de vitesse. Nous ne croyons pas que la plupart des foyers sismiques de la région soient concentrés en base de croûte. Nous suivons en cela les conclusions de Kadinsky-Cade & Barazangi (1982) qui ont effectué une étude détaillée sur la profondeur des séismes de cette région. Ces auteurs montrent que, dans plupart des cas, les foyers sont à une profondeur inférieure à 20 km. Si l'on suit cette conclusion, les failles sismogéniques seraient situées dans la partie supérieure de la croûte, se répartissant dans le socle et sa couverture sédimentaire.





✕ Profondeur inférieure à 20 km    ✕ Profondeur entre 20 et 30 km  
 ✕ Profondeur entre 30 et 40 km    ✕ Profondeur supérieure à 40 km

Figure III-91 Localisation horizontale et profondeur des séismes.

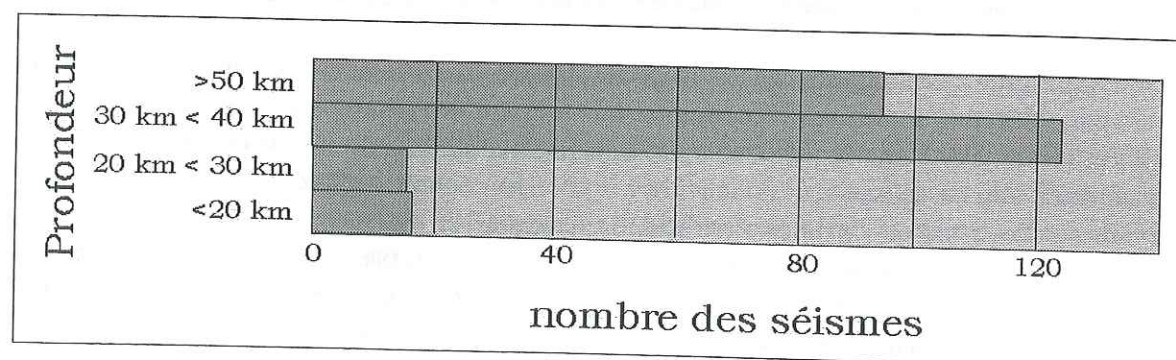


Figure III-92 Histogramme de la profondeur des séismes dans la région de Bandar Abbas.

### 3.5.2. Information tirée du réseau hydrographique et du MNT de carte

L'objet de ce paragraphe est l'étude des accidents structuraux et de leur lien avec le diapirisme salifère. L'étude a été menée à partir de la superposition des réseaux hydrographiques aux modèles numériques de terrain (MNT d'altitude et MNT de pente).

Les réseaux hydrographiques sont très sensibles à l'activité néotectonique d'une région et notamment aux mouvements verticaux. C'est pour cette raison que l'on a choisi de les analyser afin d'étudier les structures grâce auxquelles les diapirs ont atteint la surface.

L'écoulement d'un cours d'eau se fait selon un chemin qui respecte les deux règles suivantes :

- avancée d'un point haut vers un point bas ;
- parcours selon la ligne de plus grande pente locale.

Tout cours d'eau empruntant un trajet oblique ou sub-parallèle aux courbes de niveaux est guidé, soit par une discontinuité active, soit par la lithologie. Par exemple, le long des fractures et des zones broyées, l'érosion est facilitée et les cours d'eau peuvent s'écarter des lignes de plus grande pente pour creuser le long de la discontinuité. Comme le réseau hydrographique a tendance à utiliser les zones de faible résistance, il est donc possible en étudiant le réseau hydrographique de mettre en évidence la fracturation, les discontinuités et les changements de lithologie [Deffontaines & Chorowicz, 1991 ; Vogt, 1991 ; Deffontaines *et al.*, 1991/92, 92 ; Collina-Girard & Griboulard, 1993 ; Jackson & Leeder, 1994 ; Durand, 1995 ; Jackson *et al.*, 1996 ; Sykioti *et al.*, 1996].

L'échelle à laquelle se fait l'analyse du réseau hydrographique conditionne les résultats que l'on peut obtenir par cette méthode. Nous avons utilisé les réseaux hydrographiques portés sur les cartes topographiques de la région (cf. 3-4-1). L'échelle est donc le 1/50000 et paraît adaptée à la taille des objets que nous étudions.

Nous avons découpé le réseau hydrographique en huit zones ayant les mêmes limites que nos MNT afin de pouvoir réaliser leur superposition (Figure III-93). Ces huit zones correspondent à sept sites d'étude représentés sur la Figure III-49-b.

Selon la classification établie par Strandberg (1967), il existe six types de réseaux hydrographiques (Figure III-94) :

- (1) dendritique : il s'agit de ramifications en branches d'arbres. Sa présence peut indiquer l'existence d'un sol et d'une roche homogène ;
- (2) treillis : il s'agit d'un réseau dendritique modifié, comprenant des éléments parallèles sur lesquels se greffent perpendiculairement des ruisseaux de peu d'importance ;
- (3) parallèle : ce type de drainage se développe souvent sur des surfaces homogènes, présentant une pente régulière, le collecteur principal pouvant indiquer l'existence d'une fracture ;
- (4) radial : ce type de drainage est associé à des collines isolées ;
- (5) annulaire : les dômes d'origine sédimentaires ou magmatique développent ce type de réseau ;
- (6) rectangulaire : c'est une variation du faciès dendritique guidé par des familles de discontinuités orientées.



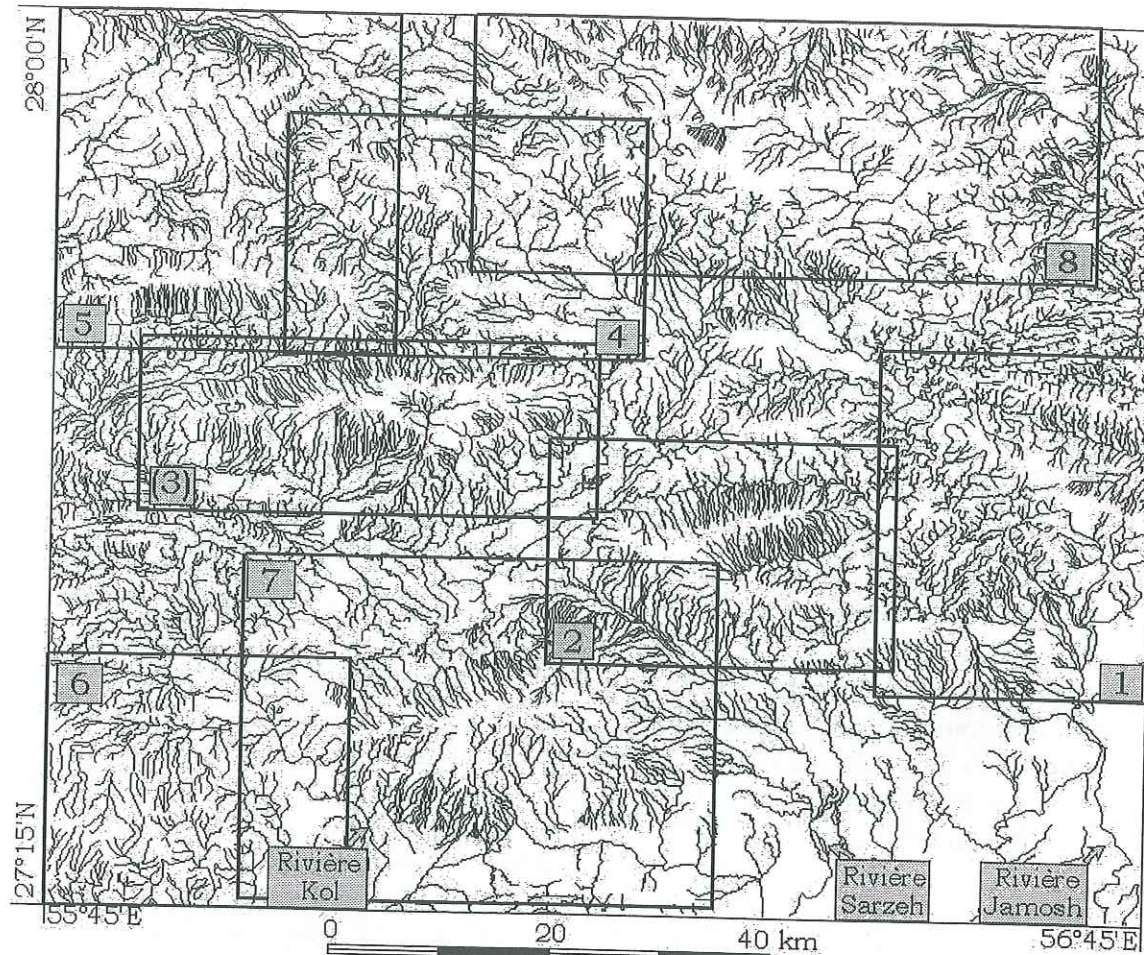


Figure III-93 Réseau hydrographique de la région de Bandar Abbas.  
Les huit zones d'étude sont représentées sur la Figure : (1) Darbast, (2) Khurgu, (3) Handan, (4) Finu, (5) Murun, (6) Gashu, (7) Genow et (8) Furgun.

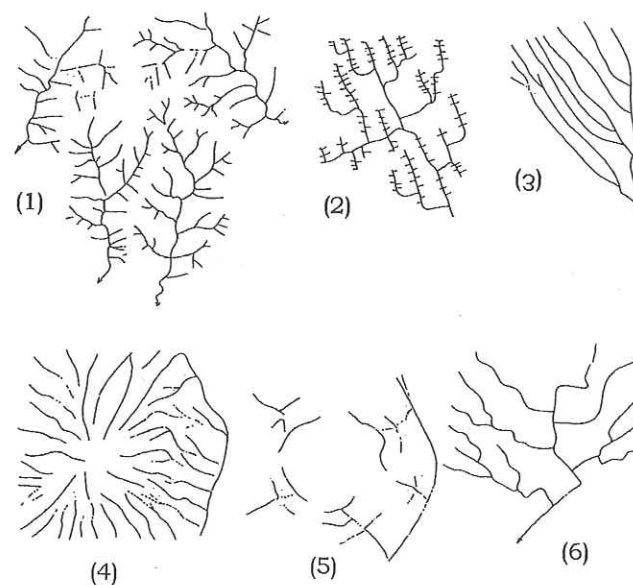


Figure III-94 Principaux types de réseaux hydrographiques proposés par Strandberg (1967).  
(1), dendritique ; (2), treillis ; (3), parallèle ; (4), radial ; (5), annulaire et (6), rectangulaire.

Le type dendritique est le drainage normal ; les autres portent la marque d'anomalies. Dans le Zagros, en raison d'une activité tectonique forte, les drainages ne peuvent pas évoluer vers des formes dendritiques. Dans la région étudiée, nous retrouvons tous les types de réseaux proposés par Strandberg (1967) (Figure III-95). Ceux-ci montrent que l'activité morphotectonique actuelle dans cette région se manifeste de façon variée.

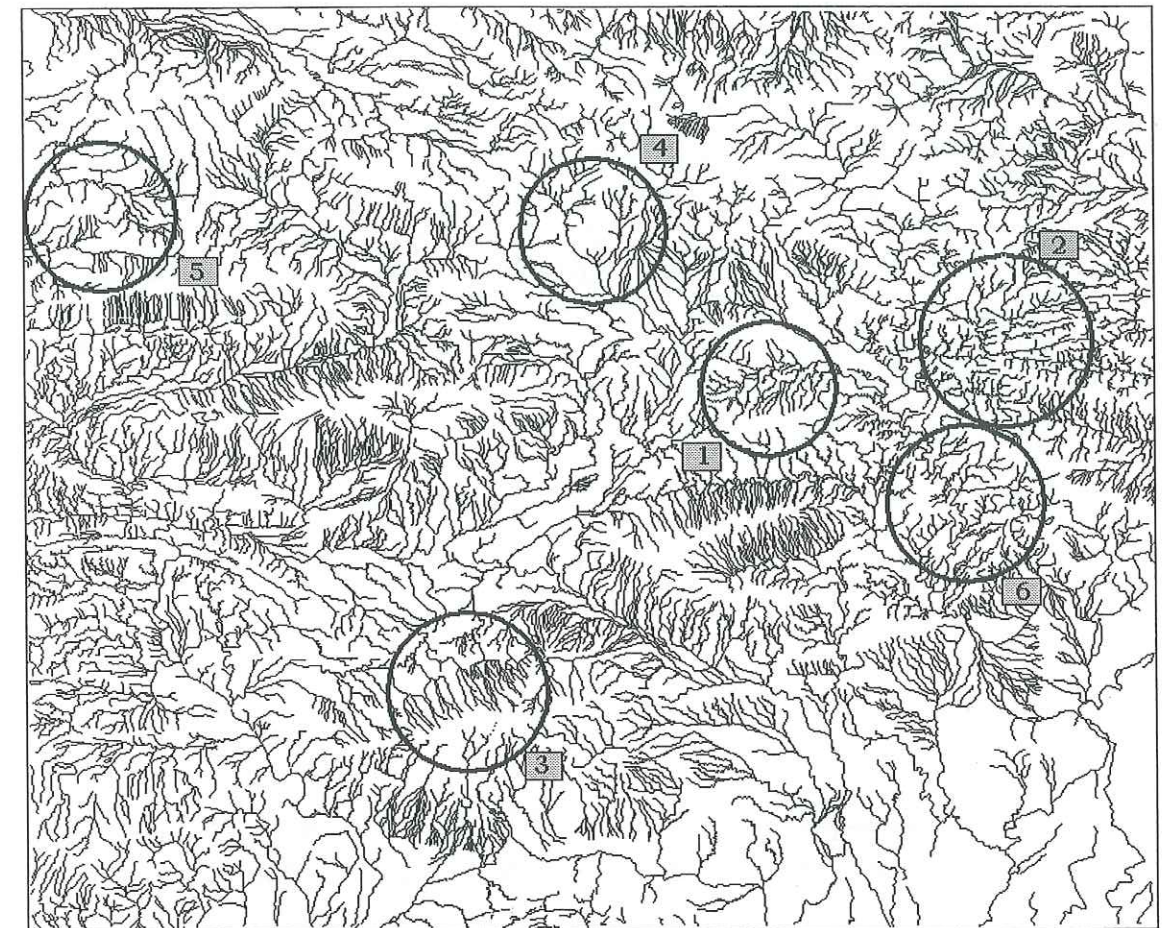


Figure III-95 Différents types de réseaux hydrographiques, proposés par Strandberg (1967), dans notre région d'étude. (1) dendritique, (2) treillis, (3), parallèle, (4) radial, (5) annulaire, (6) rectangulaire.

L'analyse combinée du réseau hydrographique et de la morphologie peut fournir des informations complémentaires. L'absence de corrélations entre la pente locale et l'orientation du réseau de drainage peut être exploitée pour mettre en évidence des anomalies.

Afin d'affiner les résultats, la superposition du réseau hydrographique a été faite sur le modèle numérique de terrain représentant les altitudes et sur le modèle numérique de terrain représentant les pentes.

Cette méthode, inspirée de celle utilisée par Deffontaines (1990), a été appliquée sur les sept sites diapiriques de la région de Bandar Abbas [Liaghat *et al.*, 1998-b]. Ces sites ont été présentés au paragraphe 3-4.



### 3.5.2.1. *Superposition du réseau hydrographique et du MNT d'altitude*

Nous avons repéré différents types d'anomalies du réseau hydrographique que nous avons surlignés :

- des perturbations locales du réseau hydrographique ;
- des drainages arrangés selon une seule direction ;
- des changements brutaux de la direction de drainage ;
- des drainages obliques par rapport à la pente.

L'étude sur le terrain a permis d'éliminer les anomalies du réseau hydrographique liées au contact entre les différentes lithologies. Ceci a été particulièrement vrai pour la formation de Agha Jari (Fars Group), constituée de grès en couches minces qui facilitent l'écoulement de l'eau selon des lignes parallèles à la direction des couches. Mais, ce faciès a été affecté par la tectonique récente du Zagros et renferme de nombreuses petites failles. Nous n'avons pas supprimé les anomalies relevées dans ce faciès afin de présenter la direction des accidents qui affectent cette formation.

Nous appelons "anomalies associées à la topographie" les anomalies proposées dans ce paragraphe, car elles ont une liaison directe avec le changement d'altitude.

Les Figure III-96, III-98, III-100, III-102, III-104, III-106, III-108 et III-110 rassemblent les superpositions et les discontinuités structurales proposées pour les huit zones d'études.

### 3.5.2.2. *Superposition du réseau hydrographique et du MNT de pente*

Une autre superposition, celle du réseau hydrographique au modèle numérique de terrain de pente a été réalisée sur les mêmes huit zones d'étude dans la région de Bandar Abbas.

Dans cette partie de notre travail, nous avons eu une attention particulière pour les forts changements de pente et les drainages qui s'y superposent. Les drainages en pied de pente, coulent le long d'un changement soudain de pente. Ils peuvent être expliqués par des déformations récentes ou peut-être localement par des alternances lithologiques.

Nous appelons "anomalie associée à la pente" ce type d'anomalie, car elle a une liaison directe avec le changement soudain de pente.

Les discontinuités structurales repérées par cette approche sont représentées par des lignes blanches sur les Figure III-97, III-99, III-101, III-103, III-105, III-107, III-109 et III-111.

Rappelons que nous avons éliminé de ces tracés tous les linéaments dont l'origine est lithologique.

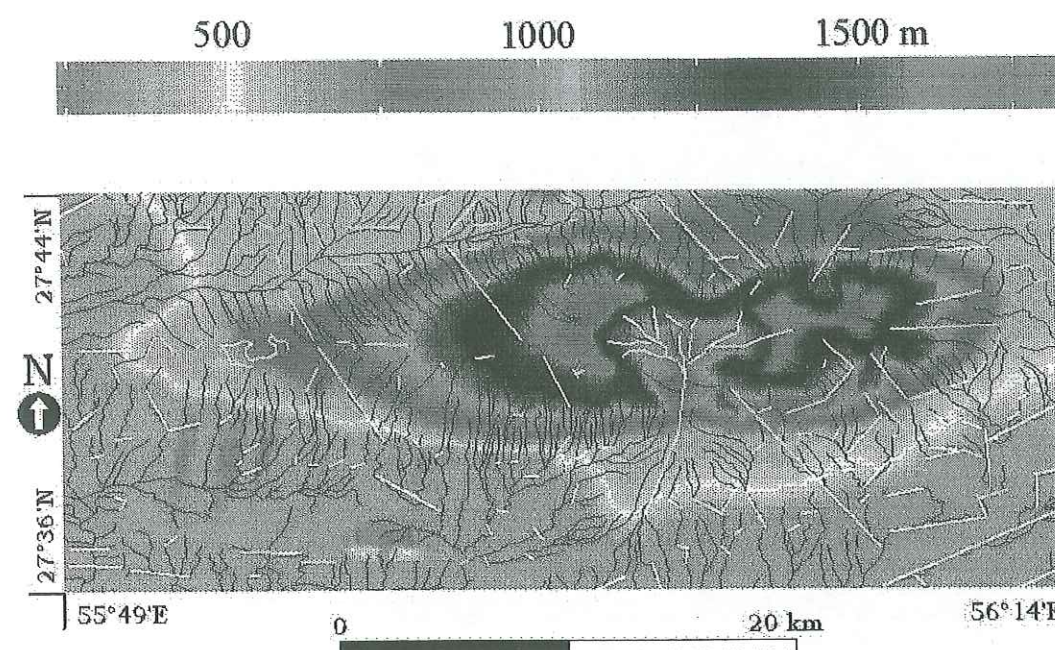


Figure III-96 Superposition du réseau hydrographique du site de Handan à son MNT d'altitude. Les anomalies hydrographiques sont représentées par les lignes blanches.

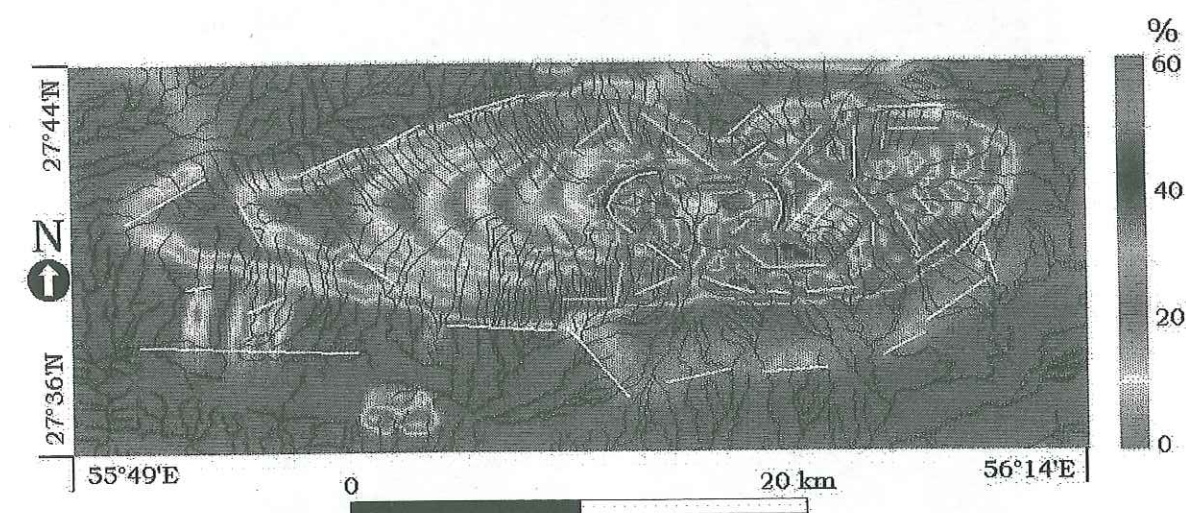


Figure III-98 Superposition du réseau hydrographique du site de Handan à son MNT de pente. Les anomalies hydrographiques sont représentées par les lignes blanches.



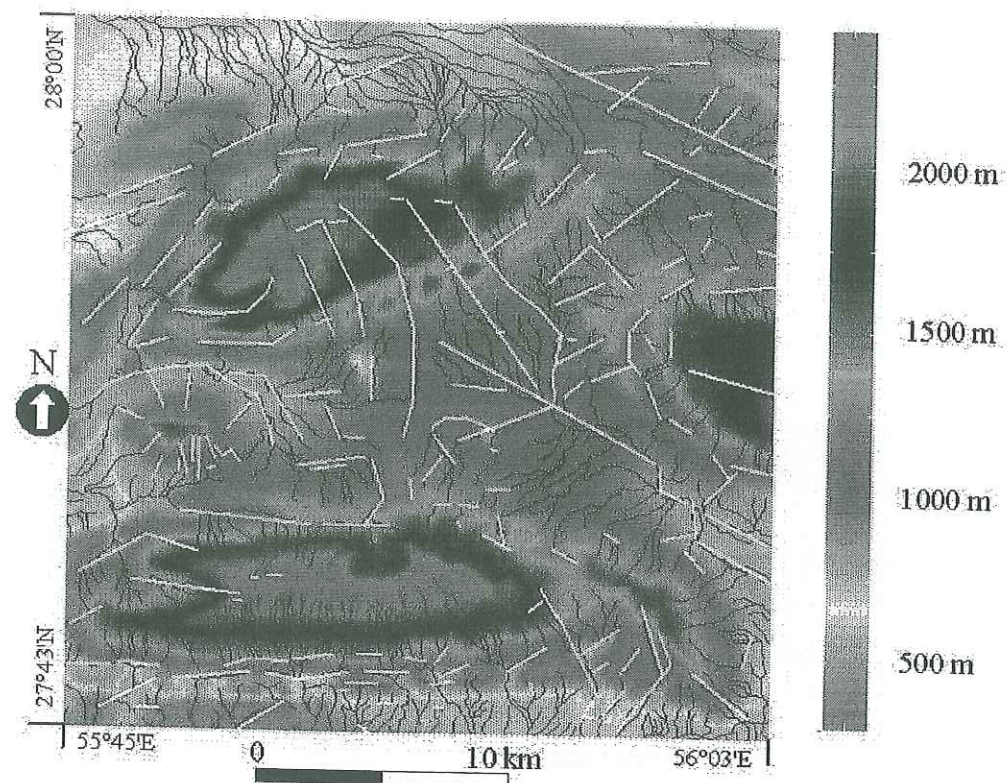


Figure III-100 Superposition du réseau hydrographique du site de Murun à son MNT d'altitude. Les anomalies hydrographiques sont représentées par les lignes blanches.

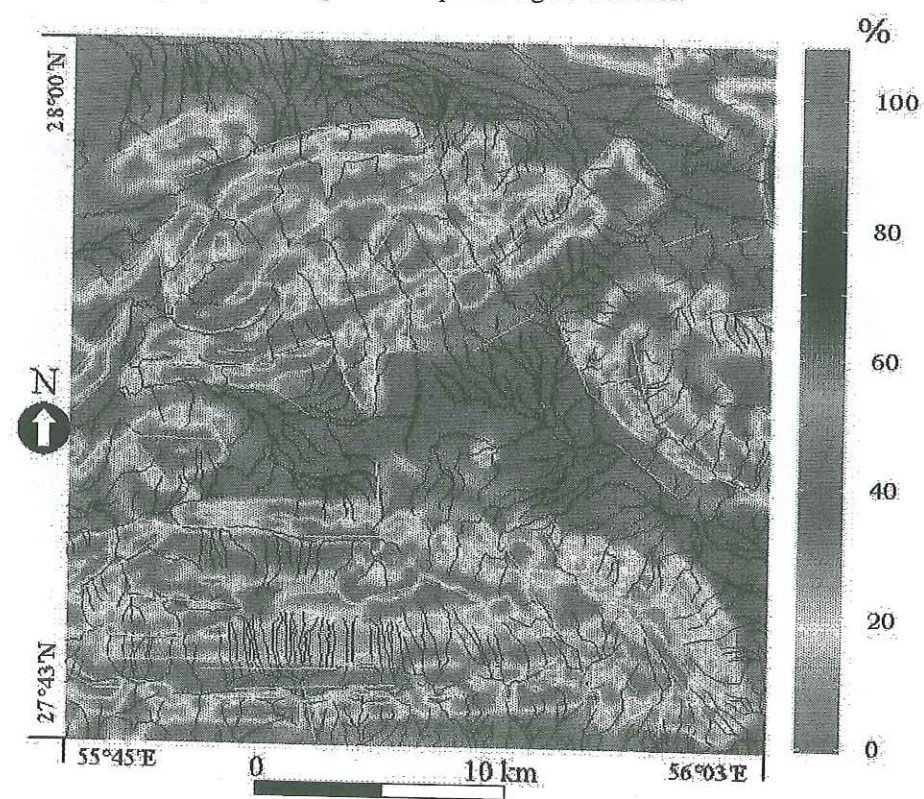


Figure III-101 Superposition du réseau hydrographique du site de Murun à son MNT de pente. Les anomalies hydrographiques sont représentées par les lignes blanches.

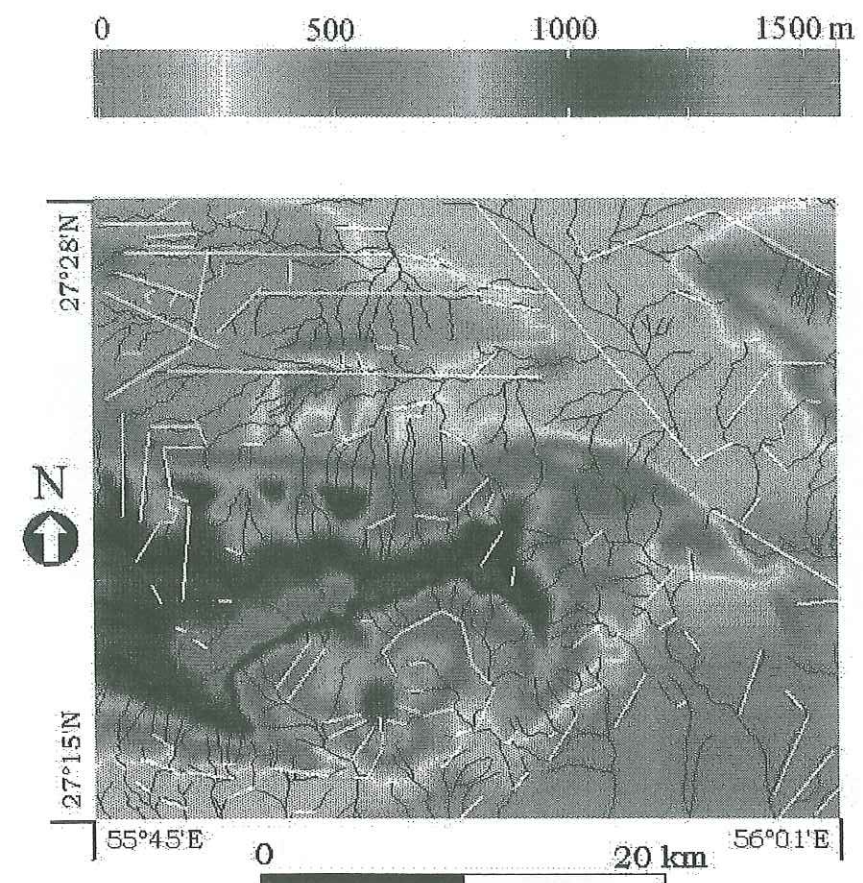


Figure III-102 Superposition du réseau hydrographique du site de Gashu à son MNT d'altitude. Les anomalies hydrographiques sont représentées par les lignes blanches.

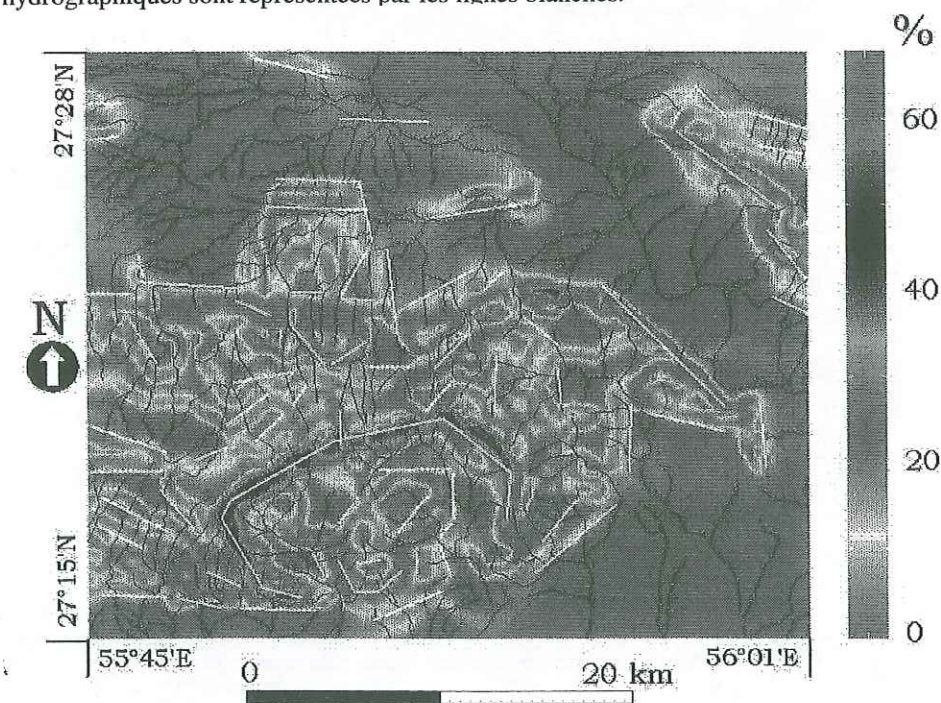


Figure III-103 Superposition du réseau hydrographique du site de Gashu à son MNT de pente. Les anomalies hydrographiques sont représentées par les lignes blanches.



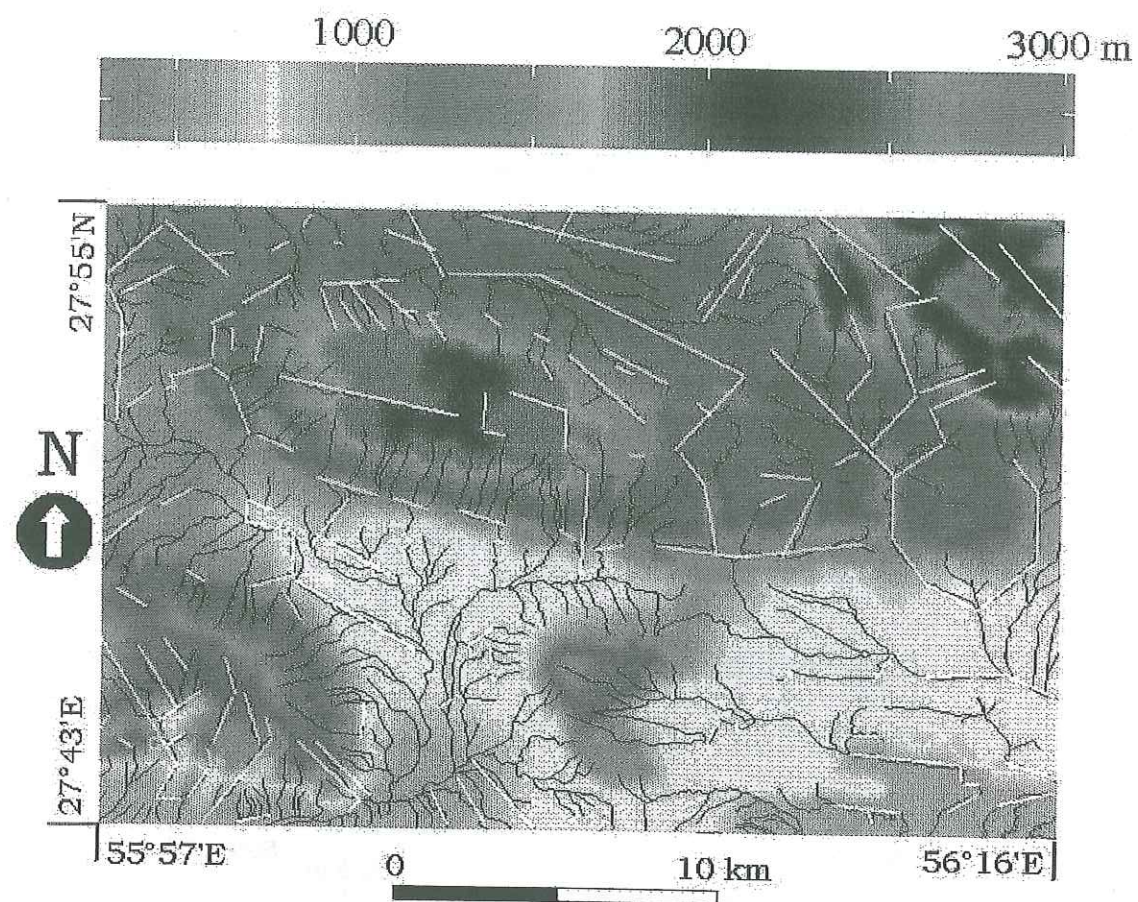


Figure III-104 Superposition du réseau hydrographique de la zone de Finu à son MNT d'altitude. Les anomalies hydrographiques sont représentées par les lignes blanches.

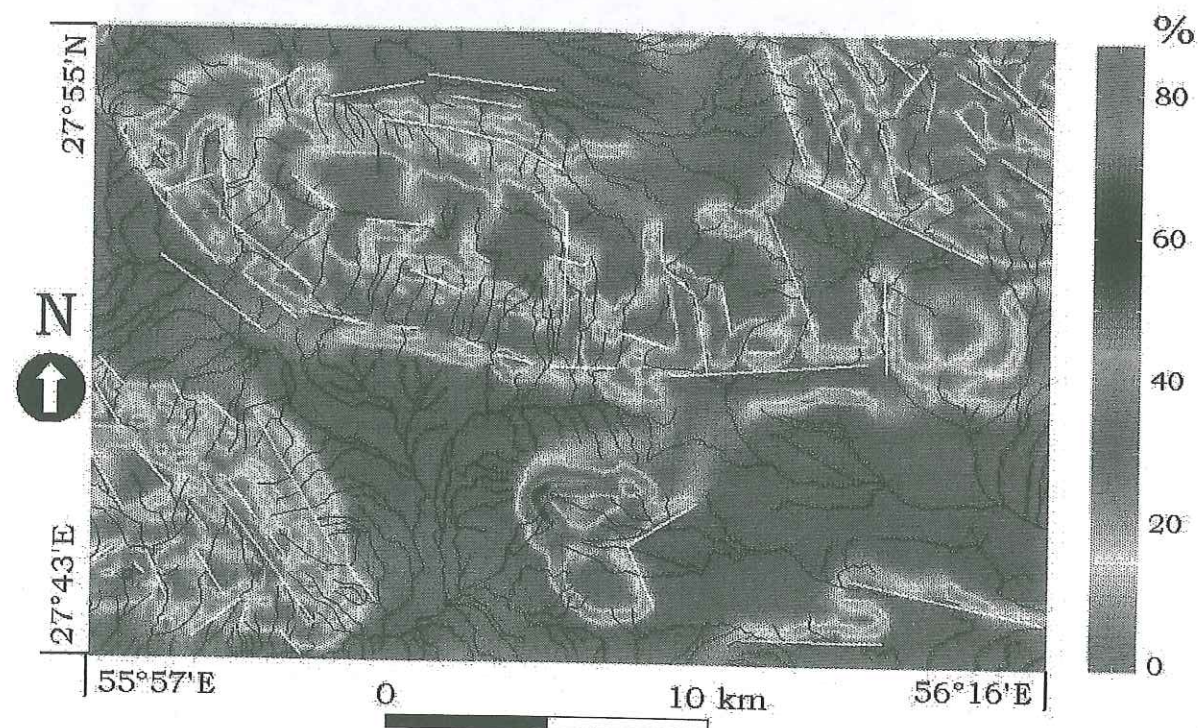


Figure III-105 Superposition du réseau hydrographique de la zone de Finu à son MNT de pente. Les anomalies hydrographiques sont représentées par les lignes blanches.

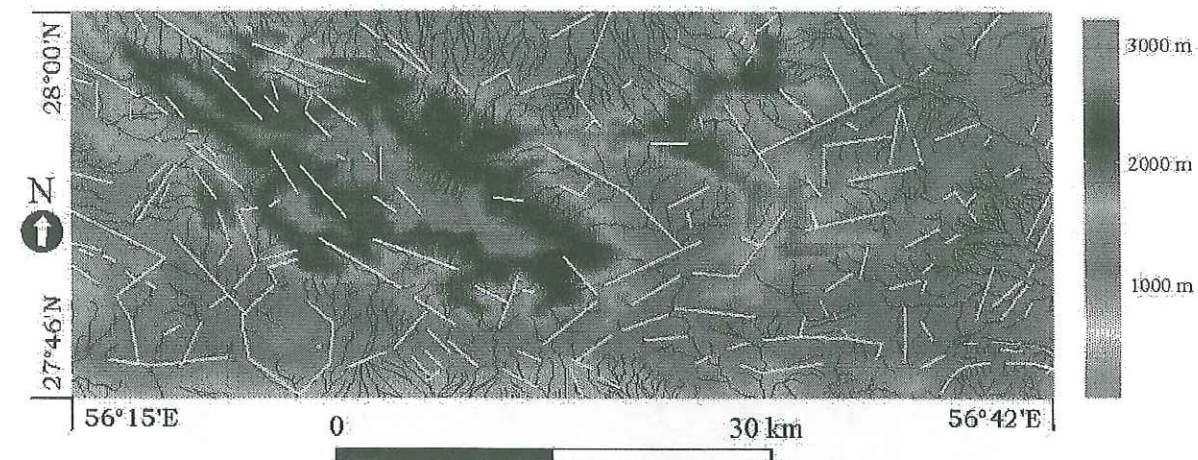


Figure III-104 Superposition du réseau hydrographique de la zone de Furgun à son MNT d'altitude. Les anomalies hydrographiques sont représentées par les lignes blanches.

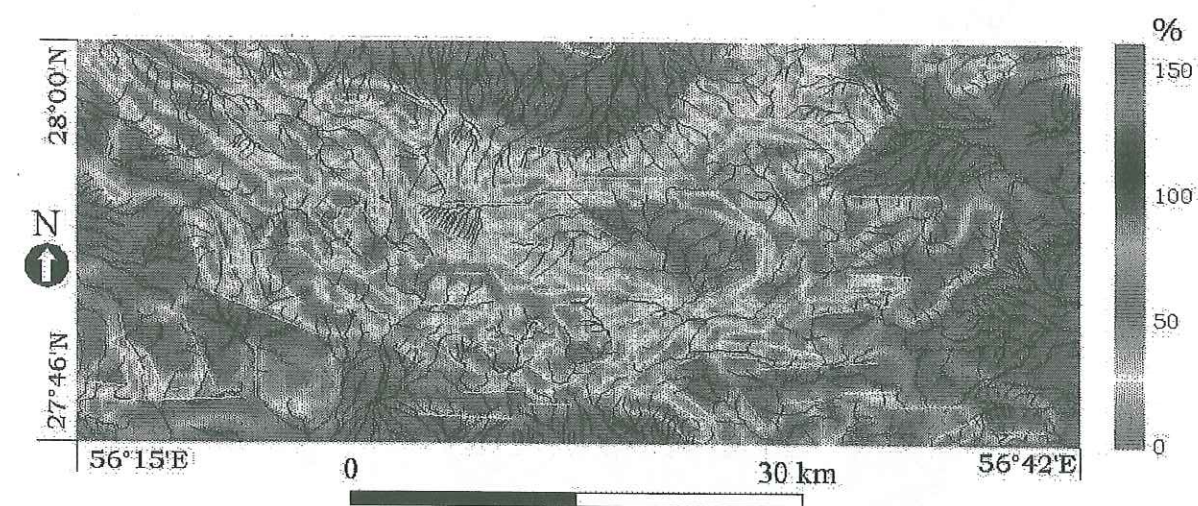


Figure III-105 Superposition du réseau hydrographique de la zone de Furgun à son MNT de pente. Les anomalies hydrographiques sont représentées par les lignes blanches.



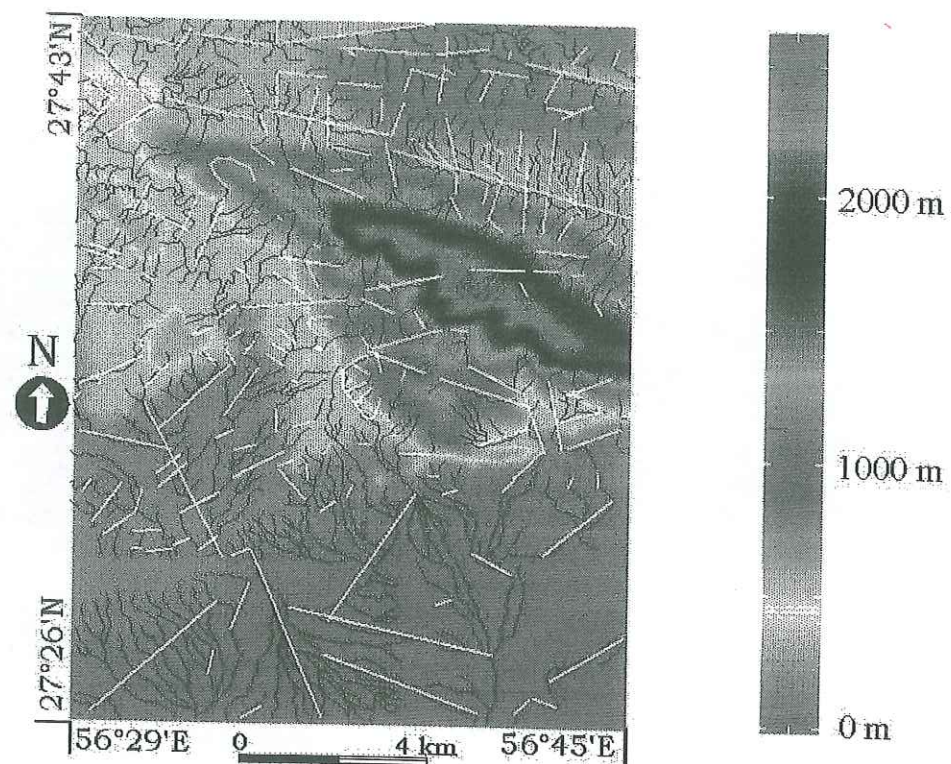


Figure III-106 Superposition du réseau hydrographique du site de Darbast à son MNT d'altitude. Les anomalies hydrographiques sont représentées par les lignes blanches.

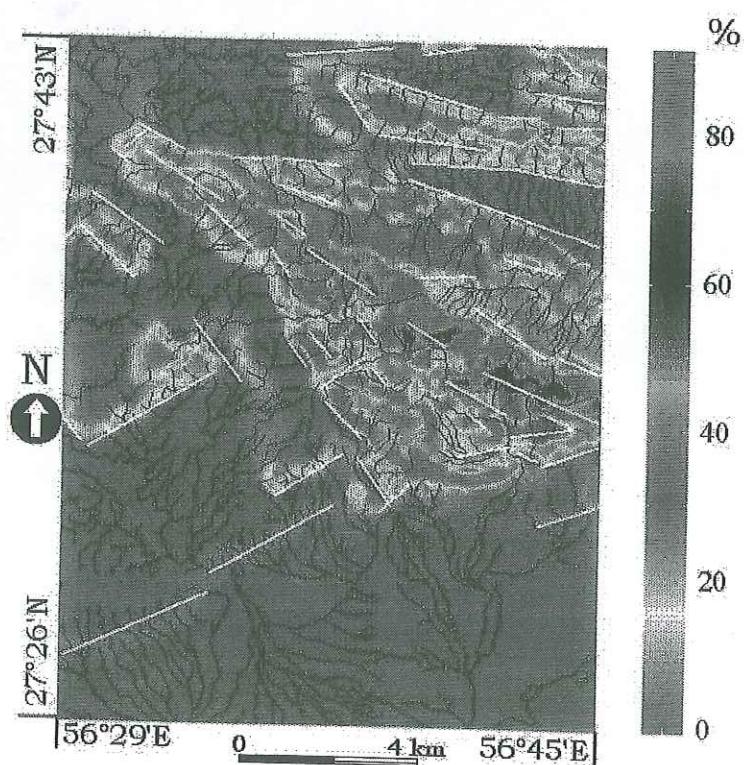


Figure III-107 Superposition du réseau hydrographique du site de Darbast à son MNT de pente. Les anomalies hydrographiques sont représentées par les lignes blanches.

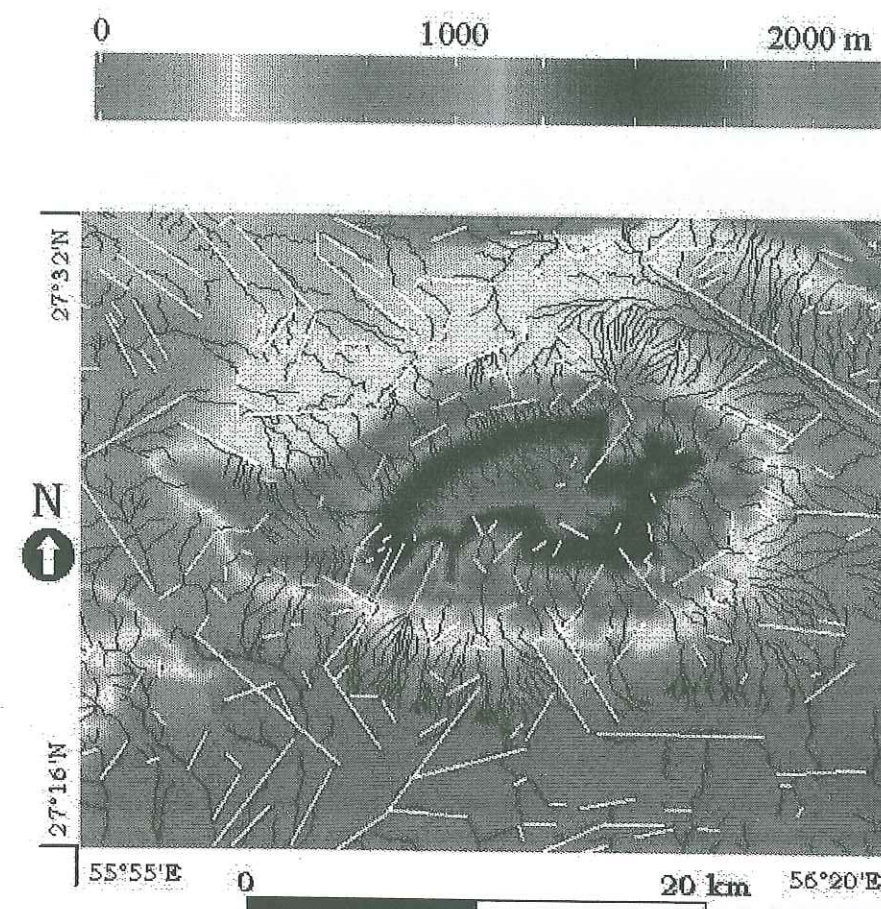


Figure III-108 Superposition du réseau hydrographique du site de Genow à son MNT d'altitude. Les anomalies hydrographiques sont représentées par les lignes blanches.

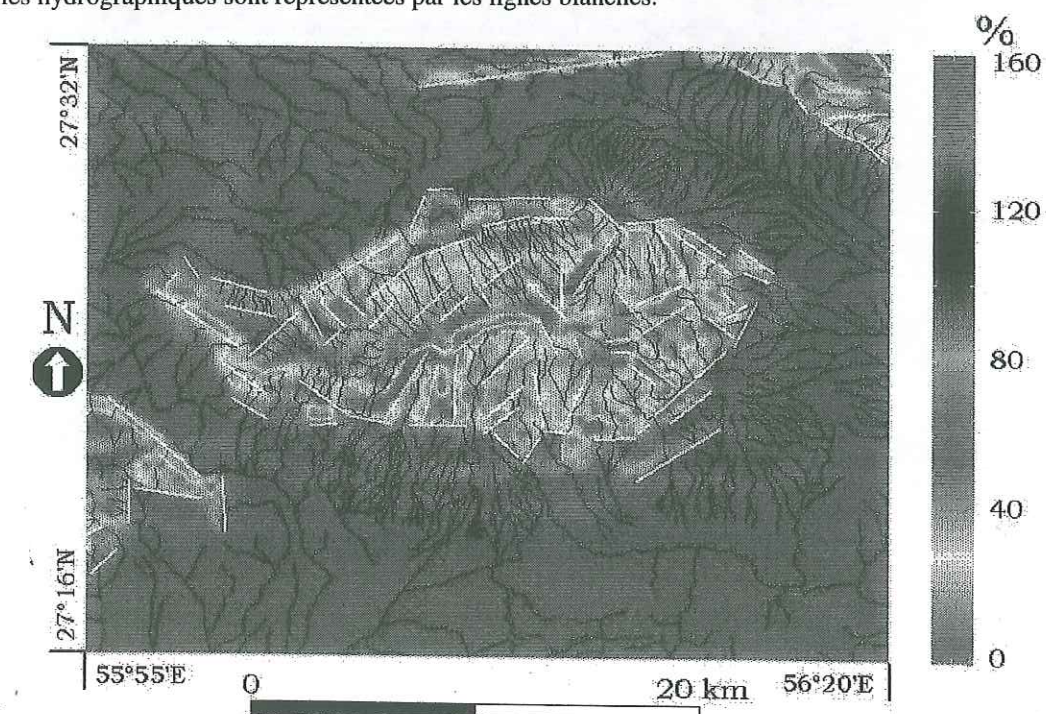


Figure III-109 Superposition du réseau hydrographique du site de Genow à son MNT de pente. Les anomalies hydrographiques sont représentées par les lignes blanches.



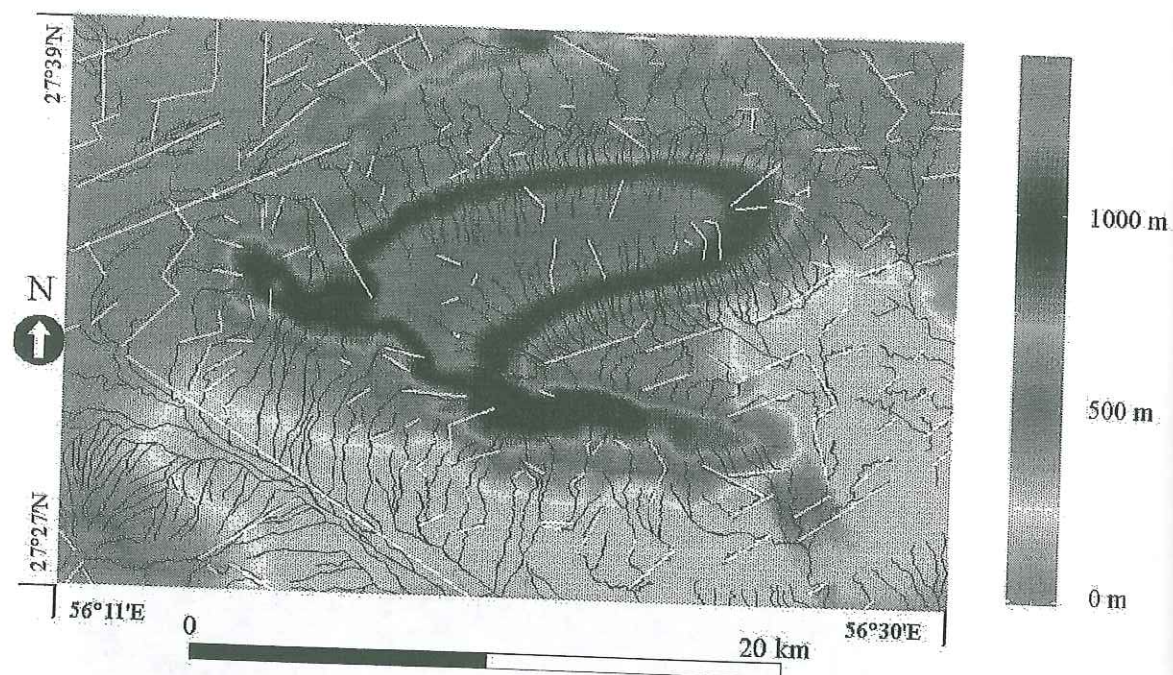


Figure III-110 Superposition du réseau hydrographique du site de Khurgu à son MNT d'altitude. Les anomalies hydrographiques sont représentées par les lignes blanches.

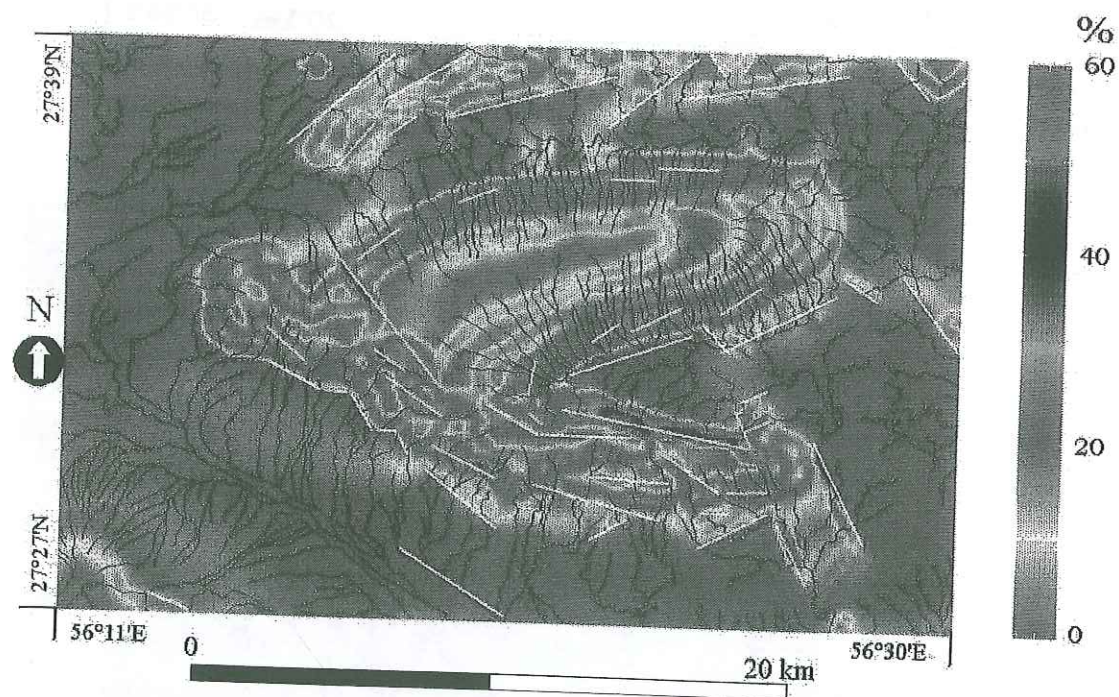


Figure III-111 Superposition du réseau hydrographique du site de Khurgu à son MNT de pente. Les anomalies hydrographiques sont représentées par les lignes blanches.

En ce qui concerne le réseau hydrographique situé à l'extérieur des huit zones d'étude (dans la région de Bandar Abbas) pour lesquelles nous ne disposons pas de MNT, le recensement des anomalies a été fait grâce à une étude simple des drainages sur le terrain et à l'aide des images SPOT disponibles.

Toutes les anomalies du réseau hydrographique de la région d'étude au nord de Bandar Abbas obtenues après la superposition du réseau hydrographique et du MNT d'altitude et de pente sont assemblées sur les Figure III-112 et III-113.

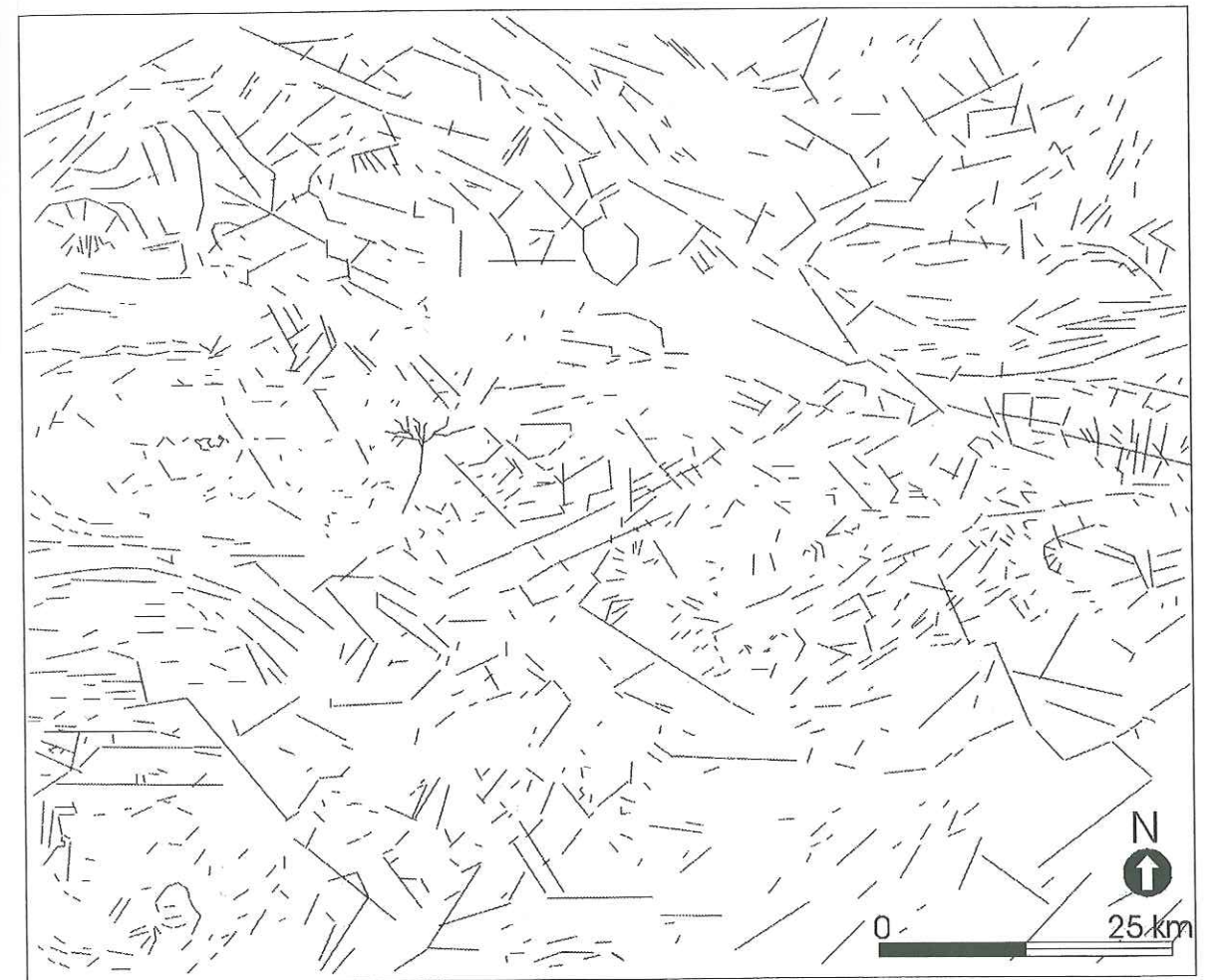


Figure III-112 Anomalies du réseau hydrographique de la région de Bandar Abbas. Les anomalies liées à l'effet de lithologie ont été supprimées. Les anomalies du réseau hydrographique liées à la fracturation des couches du Fars Group sont prises en compte.





Figure III-113 Anomalies des réseaux hydrographiques après superposition du réseau hydrographique au MNT de pente. Les lignes tiretées représentent les drainages en pied de pente situés en dehors des modèles numériques présentés. Ceux-ci sont établis grâce à deux scènes SPOT disponibles et une étude de terrain.

### 3.5.2.3. Analyse des résultats

A partir des cartes des Figure III-112 et III-113, nous avons effectué une étude statistique des directions d'alignement. Deux histogrammes de fréquence, en longueur cumulée, avec un pas de  $10^\circ$  ont ainsi été établis (Figure III-114-a et III-114-b).

Grâce à l'étude de la direction des anomalies des réseaux hydrographiques non associées à la topographie (cf. 3-5-2-1), nous avons pu mettre en évidence trois directions majeures (Figure III-114-a). Ce sont les directions :  $N40^\circ E$  à  $N70^\circ E$ ,  $N80^\circ E$  à  $N100^\circ E$  et  $N110^\circ E$  à  $N140^\circ E$ . La fréquence minimale correspond à la direction N-S et celle, maximale à la direction E-W.

Le diagramme de la Figure III-114-b permet de visualiser la direction des accidents structuraux associés à la pente (cf. 3-5-2-2). Ce sont les directions de  $N40^\circ E$  à  $N60^\circ E$ ,  $N80^\circ E$  à  $N100^\circ E$  et  $N110^\circ E$  à  $N150^\circ E$ .

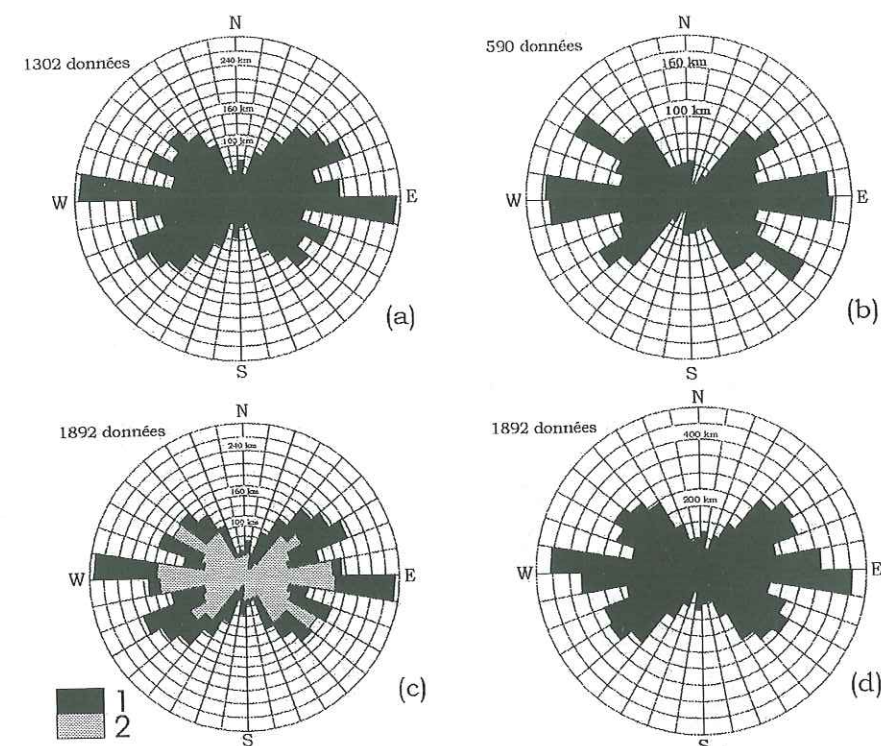


Figure III-114 Diagrammes en rose de fréquence des directions et des longueurs cumulées, pas de  $10^\circ$ , des anomalies des réseaux hydrographiques. (a), anomalies tirées de la Figure III-112 ; (b), anomalies tirées de la Figure III-113 ; (c), superposition (a) et (b). 1, rosace (a) ; 2, rosace (b) ; (d), ensembles des anomalies tirées des Figure III-112 et III-113.

Une comparaison entre ces rosaces (a) et (b) (Figure III-114-c) montre que les pics des anomalies des réseaux hydrographiques sont pratiquement semblables dans les deux cas (Figure III-114-d) :

- NE-SW :  $N40^\circ E$  à  $N70^\circ E$  ;
- E-W :  $N80^\circ E$  à  $N100^\circ E$  ;
- NW-SE :  $N110^\circ E$  à  $N150^\circ E$ .

Une tentative d'interprétation de ces linéaments est donnée au paragraphe 3-5-4.

### 3.5.3. Linéaments structuraux définis à partir de l'étude des scènes SPOT

Nous avons à notre disposition deux scènes SPOT panchromatiques ainsi qu'une scène multibande qui recouvrait une grande partie des images panchromatiques (cf. 3-4-3). Les différences d'angle de prise de vue entre ces images SPOT permettent une vue stéréoscopique des zones communes (Tableau III-3).

Le tirage papier d'extrait de ces scènes a permis d'étudier les structures sous un stéréoscope à miroir. Pour avoir une vue stéréoscopique en utilisant une scène panchromatique et une scène multibande, il a été nécessaire d'agrandir d'un facteur 2 les tirages de l'image multibande.



La Figure III-115 représente les linéaments structuraux tirés des scènes SPOT. Sur cette carte, deux types de linéaments sont présentés : les linéaments certains (lignes noires) et les linéaments supposés (lignes bleues). Nous avons concentré notre étude sur les linéaments structuraux qui recoupent les formations ainsi que les drainages certains liés au passage de failles notées sur la carte géologique.

A partir de cette carte, nous avons effectué une étude statistique des directions d'alignements. Ces alignements ont servi à construire deux rosaces de fréquence de direction, en longueur cumulée, avec un pas de  $10^\circ$  (Figure III-116). Sur la première rosace (Figure III-116-a), ne sont mis en évidence que les linéaments certains. Sur la deuxième rosace (Figure III-116-b), figurent tous les linéaments : certains et supposés.

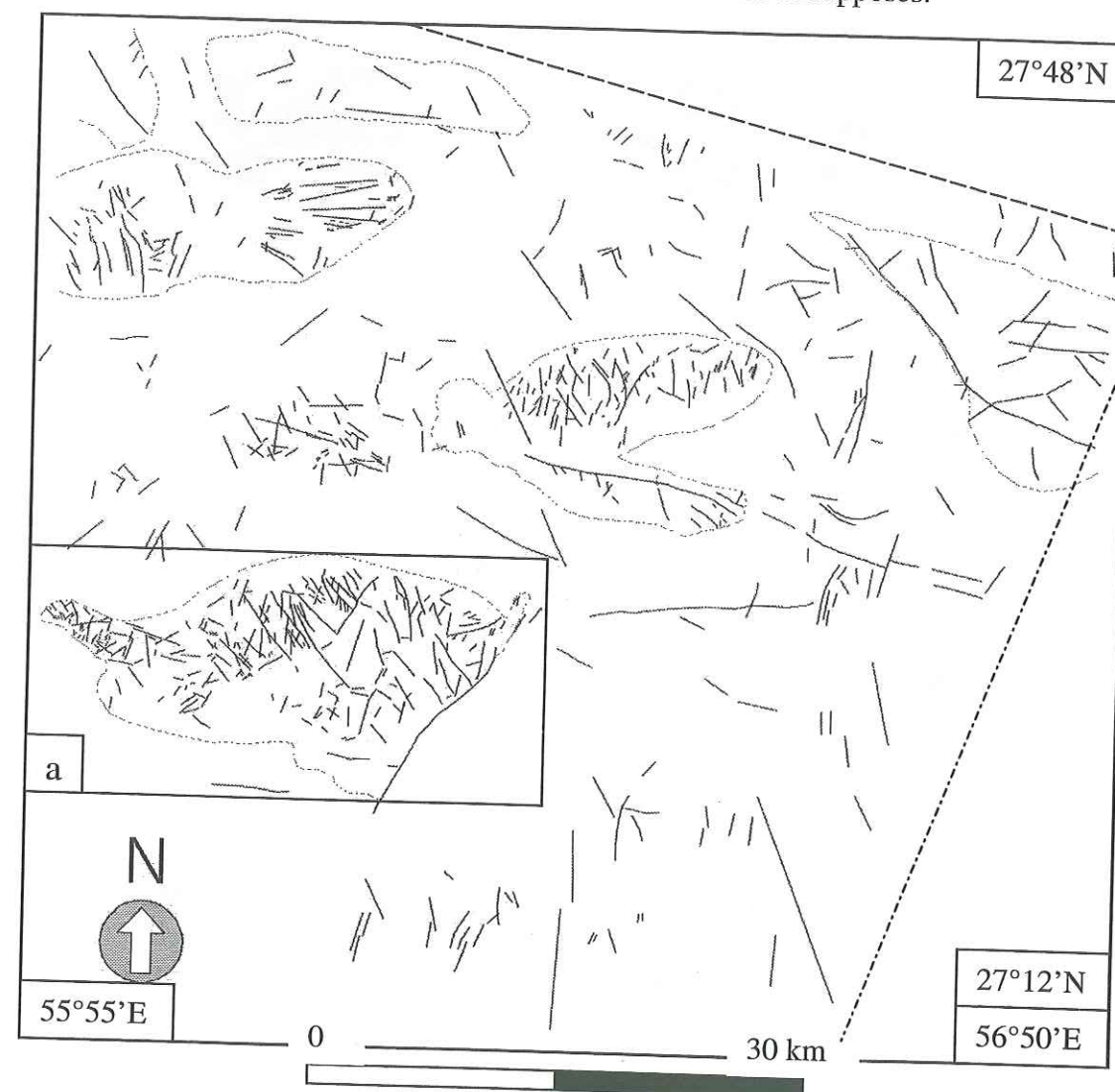


Figure III-115 Carte des linéaments structuraux d'une partie de la région d'étude au nord de Bandar Abbas à partir d'une étude stéréoscopique des images SPOT panchromatique et multibande. Les lignes noires représentent les anomalies certaines et les lignes bleues représentent les anomalies supposées. La cadre (a) est la zone retenue pour l'étude statistique de la Figure III-117. La ligne tiretée représente la limite de la couverture stéréoscopique.

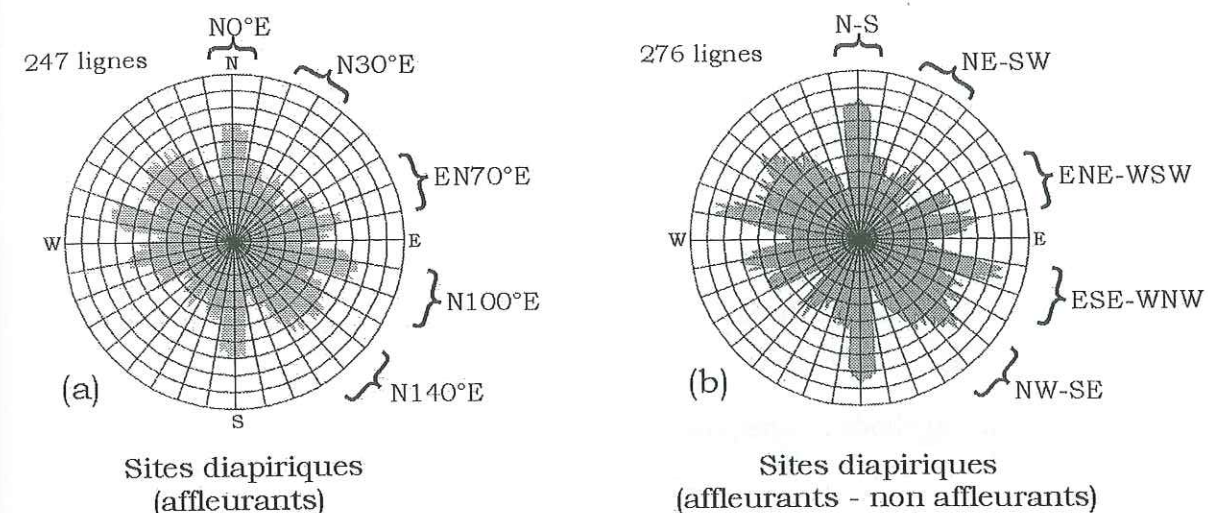


Figure III-116 Diagramme en rosace des linéaments structuraux de la région de Bandar Abbas. Ces linéaments sont mis en évidence d'après une étude stéréoscopique des images SPOT. (a), étude statistique des directions de linéaments certains ; (b), étude statistique des directions de tous les linéaments : certains et supposés

Dans deux cas (rosaces a et b sur la Figure III-116), deux directions majeures sont mises en évidence :  $N10^\circ E$  à  $N30^\circ E$  et  $N140^\circ E$  à  $N160^\circ E$ . Une direction secondaire E-W ( $N90^\circ E$  à  $N120^\circ E$ ) est aussi visible. La comparaison entre les deux rosaces montre que la prise en compte des linéaments supposés n'a pas une influence importante sur la forme de rosace. Ces derniers sont donc répartis selon une distribution semblable à celle des linéaments certains. La longueur cumulée (en km) des linéaments atteint environ 180 km pour chacune des deux directions majeures (Figure III-116).

Nous avons également effectué une étude statistique des directions d'alignements de l'anticlinal de Genow (Figure III-117). La base de données vient de notre étude stéréoscopique des scènes SPOT (Figure III-115, cadre a). La grande dispersion des directions de linéaments de Genow sur la rosace de la Figure III-117 pourrait expliquer par la présence d'une contrainte verticale assez importante comme celle créée par le soulèvement d'un diapir salifère caché.

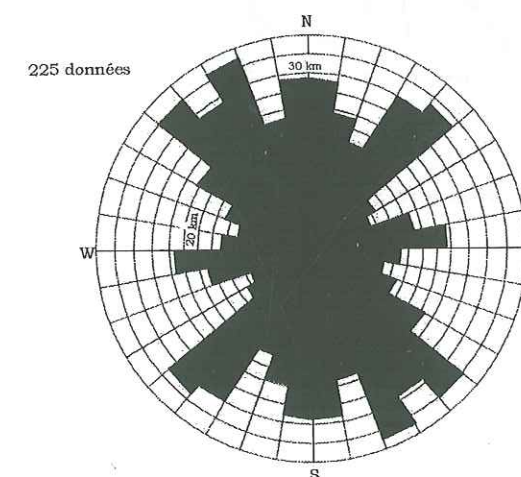


Figure III-117 Diagramme en rosace de la fréquence des directions et des longueurs cumulées de site de Genow après une étude stéréoscopique des images SPOT. La base des données vient de la cadre 'a' de la Figure III-115.



### 3.5.4. Conclusion

Dans les paragraphes qui précèdent nous avons effectué des tracés linéamentaires basés sur plusieurs approches :

- première méthode : dispersion des diapirs salifères (méthode *selligne*, cf. 3-2-2-4) ;
- deuxième méthode : dispersion horizontale des magnitudes et profondeurs des foyers des séismes (cf. 3-5-1) ;
- troisième méthode : superposition du réseau hydrographique et des MNT (cf. paragraphe 3-5-2) ;
- quatrième méthode : étude stéréoscopique des scènes SPOT (cf. 3-5-3).

Dans chaque cas, nous avons proposé des familles de linéaments. Le Tableau III-7 représente les directions principales proposées pour chaque méthode.

Méthodes	Linéament 1	Linéament 2	Linéament 3	Linéament 4
1 <sup>re</sup> méthode	N-S	NE-SW	E-W	NW-SE
2 <sup>ème</sup> méthode	-	N60°E	-	-
3 <sup>ème</sup> méthode	-	N40°E à N70°E	N80°E à N100°E	N110°E à N150°E
4 <sup>ème</sup> méthode	N10°E à N30°E	-	N90°E à N120°E	N140°E à N160°E

Tableau III-7 Linéaments structuraux proposés pour la région de Bandar Abbas.

Nous n'avons pas reporté les directions des familles de linéaments obtenus par la méthode *selligne* en degrés, car cette méthode est appliquée à une petite échelle (échelle du Zagros). Une comparaison directe entre cette méthode appliquée à petite échelle et les autres appliquées à une échelle locale est difficile. Cependant, nous notons une bonne correspondance entre les linéaments obtenus par cette méthode, pour la région de Bandar Abbas II est donc possible de considérer certains de ceux-ci comme représentant des accidents réels (Figure III-118). L'alignement des diapirs dans ce cas, n'est donc pas fortuit, il résulte d'un guidage structural.

En résumé nous avons mis en évidence cinq familles de linéaments que nous proposons de regrouper de la manière suivante (Figure III-119) :

- deux familles N10°E à N30°E et N140°E à N 160°E (NNE-SSW et NNW-SSE) ;
- deux familles N40°E à N70°E et N110°E à N150°E (NE-SW et NW-SE) ;
- et une famille N80°E à N100°E (E-W).

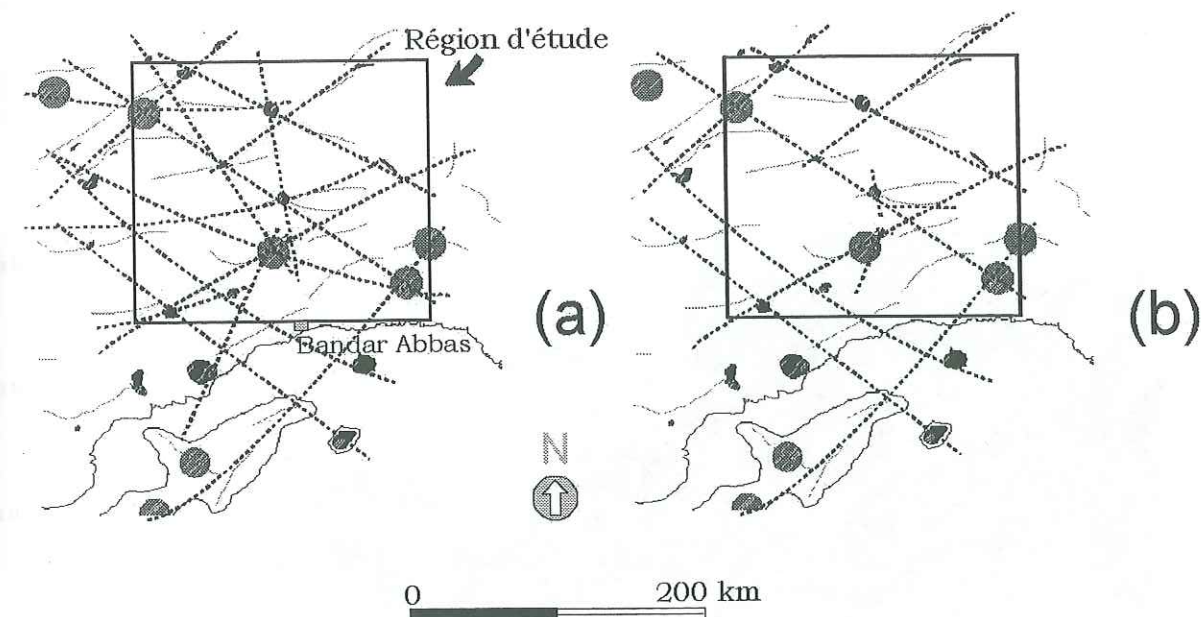


Figure III-118 (a) : ensemble des linéaments de la Figure III-16 mis en évidence dans notre région d'étude ; (b), linéaments communs à la méthode de *selligne*, aux méthodes mises en œuvre dans ce chapitre et ses linéaments parallèles. La confrontation des schémas (a et b) montre que la majorité des traces proposées dans le paragraphe 3-2-2-4 se trouve confirmée par les autres méthodes (linéaments oro-hydrographiques ou géologiques).

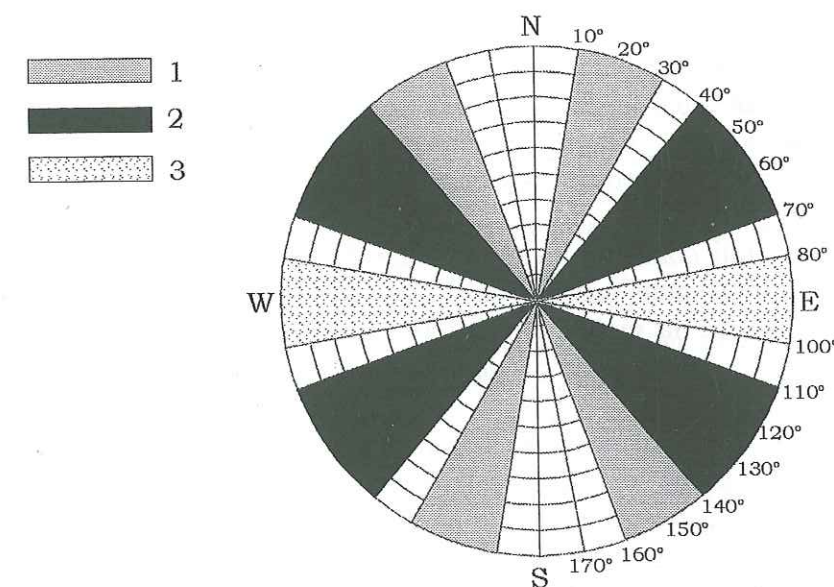


Figure III-119 Dispersion des directions tectoniques de la région de Bandar Abbas. (1), deux familles de directions N10°E à N30°E et N140°E à N160°E (soit NNE-SSW et NNW-SSE) ; (2), deux familles de directions N40°E à N70°E et N110°E à N150°E (soit NE-SW et NW-SE) ; (3), une famille de direction N80°E à N100°E soit E-W.

La famille NE-SW n'est pas directement mise en évidence sur le terrain par la présence de failles dans la mesure où elle n'apparaît pas dans l'étude des scènes SPOT (Tableau III-7). En nous basant sur les travaux de Fürst (1990), nous proposons que les linéaments de cette catégorie résultent, dans la région de Bandar Abbas, d'accidents de socle à composante senestre. Nous avons déjà noté que les diapirs s'alignent suivant cette direction, tout comme la sismicité. Des alignements d'anticlinaux (Gashu, Genow,



Khurgu et Darbast) se font également suivant cette direction. Cependant, les axes de ces anticlinaux sont obliques par rapport à cette direction, si bien que leur disposition apparaît en échelon. La polarité de la disposition confirme la tendance senestre. Des effets locaux comme la flexure de l'anticlinal de Furgun (Figure III-120) confirment le sens senestre.

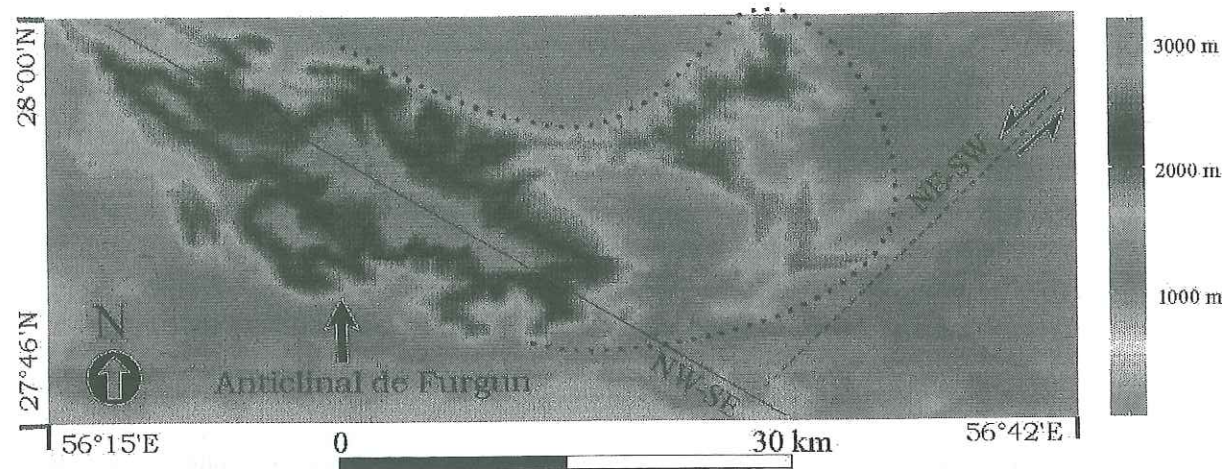


Figure III-120 Flexure de la partie Est d'anticlinal de Furgun liée probablement au passage éventuel d'une faille senestre de la famille NE-SW.

La direction NW-SE apparaît exclusivement à partir de l'application de la méthode 3. (cf. 3-5-2). À l'exception du linéament formé par les failles de Furgun (Figure III-29) et de Darbast (Figure III-66). Sur les cartes, les linéaments de cette direction sont fréquemment représentés par les lignes de passage entre les anticlinaux E-W. Il se pourrait que cette direction soit une simple conséquence de la disposition en échelon des axes anticlinaux que nous avons évoquée ci-dessus.

Enfin, en ce qui concerne les deux séries NNE-SSW et NNW-SSE révélées par l'étude des scènes SPOT nous pensons qu'il s'agit de linéaments superficiels marquant le raccourcissement N-S de la région. Sous l'effet de ce raccourcissement, un système de failles décrochantes conjuguées selon ces deux directions accompagne le plissement E-W.

L'effet local du diapirisme a été clairement identifié sur le site de Genow (cf. 3-5-3) où il apparaît responsable de la dispersion locale des orientations de linéaments. Habituellement, c'est en présentant une zone de plus en plus vaste que les directions se dispersent du fait de l'évolution spatiale des orientations. Si les rosaces sont ici plus dispersées localement que régionalement, c'est que, probablement, la poussée diapirique entraîne une fracturation radiale.

### 3.6. Phénomènes de déformation actuelle associés au diapirisme

Dans les paragraphes qui suivent, nous allons présenter les différents phénomènes de déformation actuelle associés au diapirisme du Zagros. Les observations et les résultats ont été obtenus principalement à partir de l'étude de trois types bases de données (cf. 3-3) : les modèles numériques de terrain (MNT), les réseaux hydrographiques et les scènes SPOT.

#### 3.6.1. Inflation

L'inflation est l'un des plus importants phénomènes associés au diapirisme salifère. La mise en place d'un diapir entraîne localement l'augmentation de volume d'une masse plastique souterraine. Nous parlerons ici de la déformation en surface provoquée par l'ascension du diapir.

La montée du sel vers la surface, pousse la couverture sus-jacente. Si le mouvement du sel est vertical ou subvertical et que la couverture de la masse saline est homogène, l'inflation de la surface est symétrique. Il est alors possible que l'affleurement de sel qui en résulte soit symétrique.

Mais en général, comme nous l'avons déjà vu (cf. paragraphe 3-2-4-1), la plupart des diapirs affleurent au cœur ou au voisinage immédiat des anticlinaux. Il est donc très difficile de distinguer une inflation provoquée par le soulèvement du diapir, du soulèvement résultant d'une phase de plissement. Une méthode pour attribuer l'inflation au diapirisme consiste à trouver des zones d'anomalies de topographie positives. Dans certains cas, l'inflation est séparée des plis, comme sur le site de Murun (Figure I-30-b) ou, loin de notre région d'étude, sur le site de Kharman (Figure III-49-a).

Sur les sites étudiés (cf. 3-4), une inflation liée au diapirisme et associée à l'anticlinal peut être clairement identifiée sur ceux de Darbast et de Kaftar. Il est possible qu'une inflation soit associée à l'anticlinal sur d'autres sites d'étude, mais celle-ci est alors difficile à distinguer du soulèvement propre des anticlinaux. C'est par exemple le cas pour l'anticlinal de Genow : en étudiant les coupes topographiques de la région de Bandar Abbas (Figure III-51), nous voyons que l'anticlinal de Genow est 700 à 900 mètres plus élevé que les anticlinaux voisins (Gashu et Khurgu). Il est possible que cette différence soit due à l'inflation provoquée par le bourrage du diapir au cœur de l'anticlinal. Mais nous ne pouvons cependant pas exclure que cette différence soit due à une accentuation tectonique de l'anticlinal.

Globalement, le phénomène d'inflation peut être divisé en deux catégories : associé aux structures anticlinales et indépendantes des anticlinaux.



### 3.6.1.1. Inflation associée aux structures anticlinales

Dans ce cas, la zone d'inflation fait partie de l'anticlinal.

L'anticlinal de Darbast présente une zone d'inflation sur son flanc Sud. D'une largeur de 5 km et d'une longueur de 11 km, cette zone a une forme symétrique (Figure III-121). Malgré l'érosion de sa partie Sud-Est, la zone enflée a gardé sa morphologie semi-sphérique. Ce type de morphologie est un des arguments permettant de soupçonner la présence de diapirs cachés (cf. 3-2-2-4). Aucune anomalie topographique n'est par ailleurs visible sur le flanc Nord de l'anticlinal.

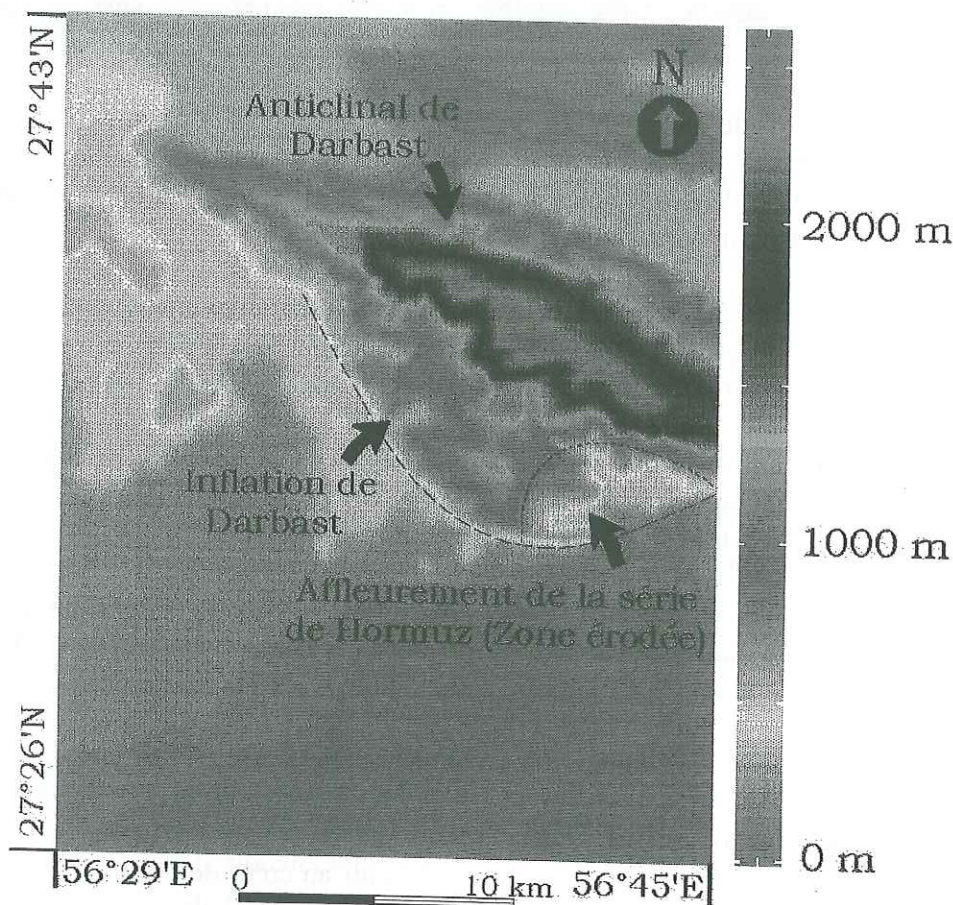


Figure III-121 Inflation sur le flanc sud de l'anticlinal de Darbast (vue en carte).

Dans la région de Larestan, sur le site de Kaftar (Figure III-49-a), apparaît également une inflation sur le flanc Sud de l'anticlinal (Figure III-122). Cependant, cet anticlinal est plus symétrique et plus érodé que celui de Darbast (Figure III-121).

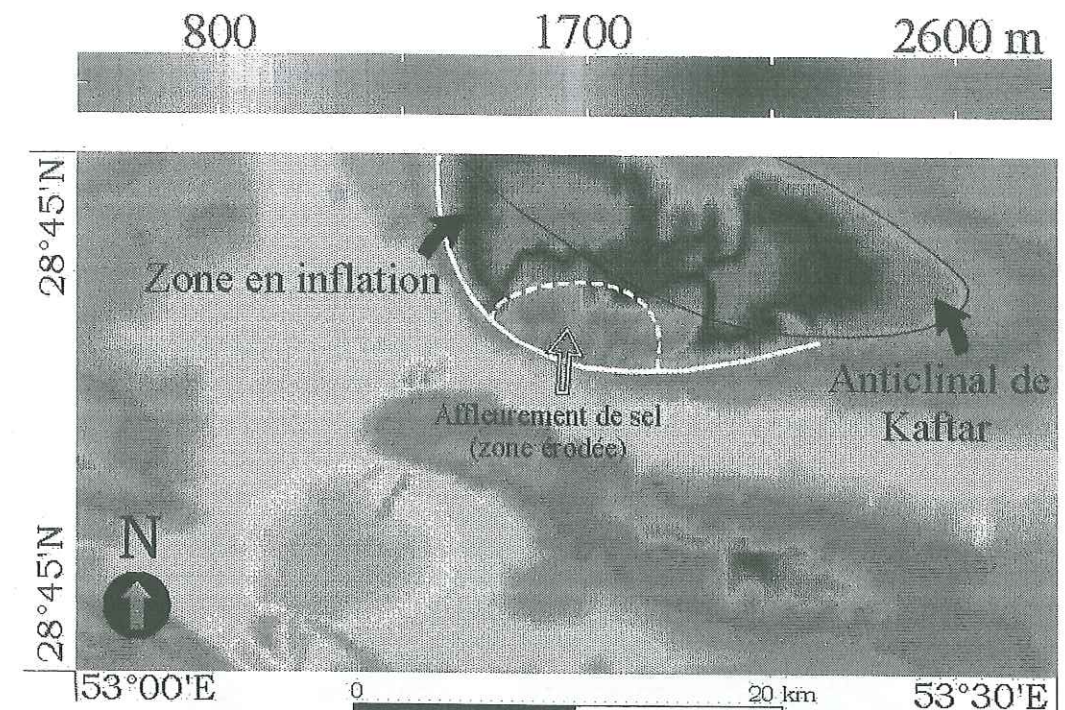


Figure III-122 Inflation de l'anticlinal de Nakh (vue en carte). La ligne noire représente la limite "normale" de l'anticlinal et la ligne blanche, celle de la zone d'inflation.

Les inflations et les affleurements de sel sur les flancs Sud des anticlinaux de Darbast et de Kaftar nous conduisent à une étude statistique de la position des affleurements de sel dans le Zagros. De cette étude en tire que 42% d'entre eux sont situés sur le flanc Sud des anticlinaux et seulement 13% sur le flanc Nord. Le reste (45%) se manifeste soit au niveau des axes anticlinaux, soit dans les vallées ou encore à la terminaison des anticlinaux. Pour expliquer cette dominance des inflations et des affleurements de sel au Sud des anticlinaux, nous proposons l'hypothèse suivante :

De nombreuses modélisations analogiques et numériques ainsi que les profils sismiques dans les régions en phase de compression confirment que le sel ne monte pas verticalement (Koyi, 1998, Figure III-123). L'axe du diapir est incliné selon la vergence des structures. Il faut ajouter à cela la présence fréquente de faille sur le flanc Sud des anticlinaux en raison de leur tendance à vergence Sud. La présence de ces failles facilite la progression du sel vers la surface.

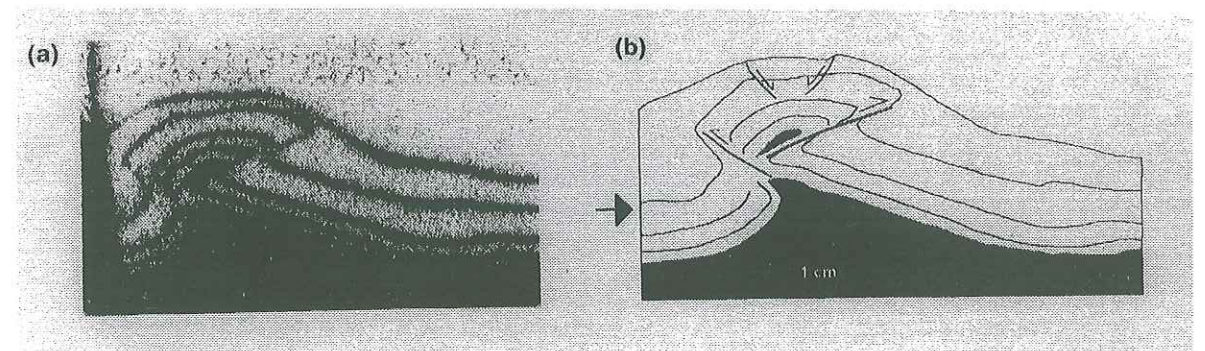


Figure III-123 Modèle analogique des diapirs dans une phase de convergence [Koyi, 1998]. (a), coupe à travers le modèle ; (b), dessin interprétatif.



### 3.6.1.2.

#### Inflation non-associée aux structures anticlinales

Ce type d'inflation est aussi connu sur le nom de dôme. Il est généralement symétrique, sauf s'il y a une barrière structurale superficielle (faille par exemple). Les deux sites illustrant le mieux ce type de phénomène sont le dôme de Kharman à 110 km à l'Est de Chiraz (Figure III-49-a), et le site de Murun dans la région de Bandar Abbas (Figure III-53). La Figure III-124 situe le dôme de Murun. Malgré l'absence d'affleurement de sel, la position du dôme (entre deux anticlinaux : Baz au Sud et Murun au Nord), la forme circulaire et la zone de subsidence qui l'entoure renforcent l'hypothèse de la présence d'un diapir caché sous ce dôme.

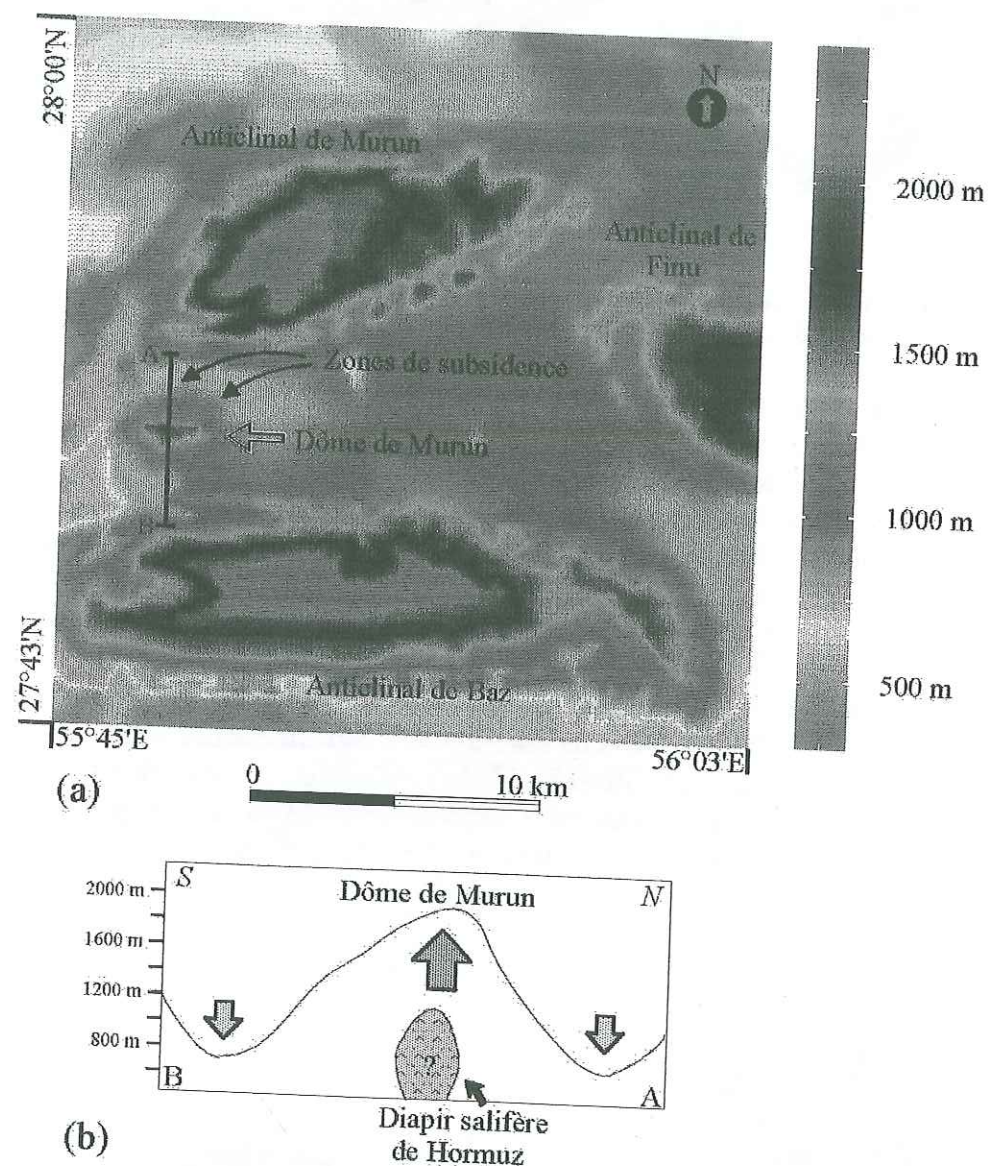


Figure III-124 Exemple d'inflation non associée aux structures anticlinales sur le site de Murun. (a), situation du dôme de Murun entre l'anticlinal de Murun au Nord et l'anticlinal de Baz au Sud, dans la région de Bandar Abbas. Une zone de subsidence est mise en évidence autour du dôme ; (b), coupe topographique du dôme de Murun. Localisation sur (a). Les flèches représentent le sens des mouvements verticaux.

### 3.6.2. Subsidence

Le phénomène de subsidence est un témoin important de la présence d'une masse salifère dans une région. Il est dû soit à la dissolution du sel par les eaux souterraines (cf. 1-6-2-6), soit au mouvement de la masse salifère en profondeur (cf. 1-5-1).

A une échelle locale, en bordure et au-dessus des diapirs, on observe souvent un tassement des terrains dû à la dissolution du sel par l'eau. Cette dissolution n'est pas toujours visible à la surface et peut créer des cavités souterraines. La partie supérieure étant souvent peu épaisse, elle est instable et peut céder et s'effondrer au cours du temps, cédant parfois même sous une très faible pression verticale, comme le poids du géologue.

A une échelle plus régionale, un autre type de subsidence est dû à la montée du sel vers la surface. Dès son arrivée, le sel s'écoule vers les zones plus basses et vers les vallées, laissant sa place à une cavité. Si cette cavité n'est pas remplie à nouveau par du sel, ce sont les sédiments sus-jacents qui peuvent combler ce trou par effondrement, provoquant un tassement parfois visible à la surface.

Une zone de subsidence aux environs des diapirs a déjà été mentionnée par plusieurs auteurs [O'Brein, 1957 ; Reyre & Mohafez, 1972]. Dans la plupart des cas, il s'agit d'une petite zone autour du diapir, comme nous l'avons vu pour les sites de Murun et de Gardan (Figure III-124 et Figure III-125 ; cf. 3-6-1). Nous proposons par la suite deux autres types de subsidence, qui sont plus larges et dont les effets sur la morphologie et la tectonique d'une région sont plus importants.

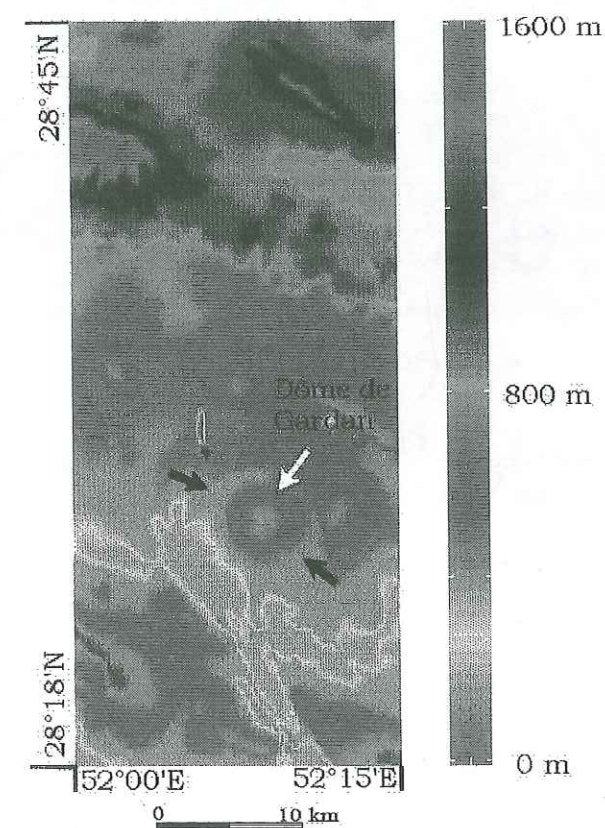


Figure III-125 Présence d'une zone de subsidence sur le site de Gardan. Les flèches noires montrent les zones de subsidence et la flèche blanche, le dôme.



### 3.6.2.1. Effondrement

Dans ce type de subsidence, le terrain se déplace verticalement pour combler l'espace vidé par la sortie ou la dissolution du sel (Figure III-126). Sur le site de Khurgu, à l'Est de l'affleurement de sel, nous observons une zone de subsidence de 300 mètres de dénivelé par rapport au sommet de l'anticlinal. Cette zone est de même morphologie et de même structure géologique que le reste de l'anticlinal. Il est donc possible que la sortie du sel à la terminaison W de l'anticlinal ait provoqué un tassement (Figure III-127).

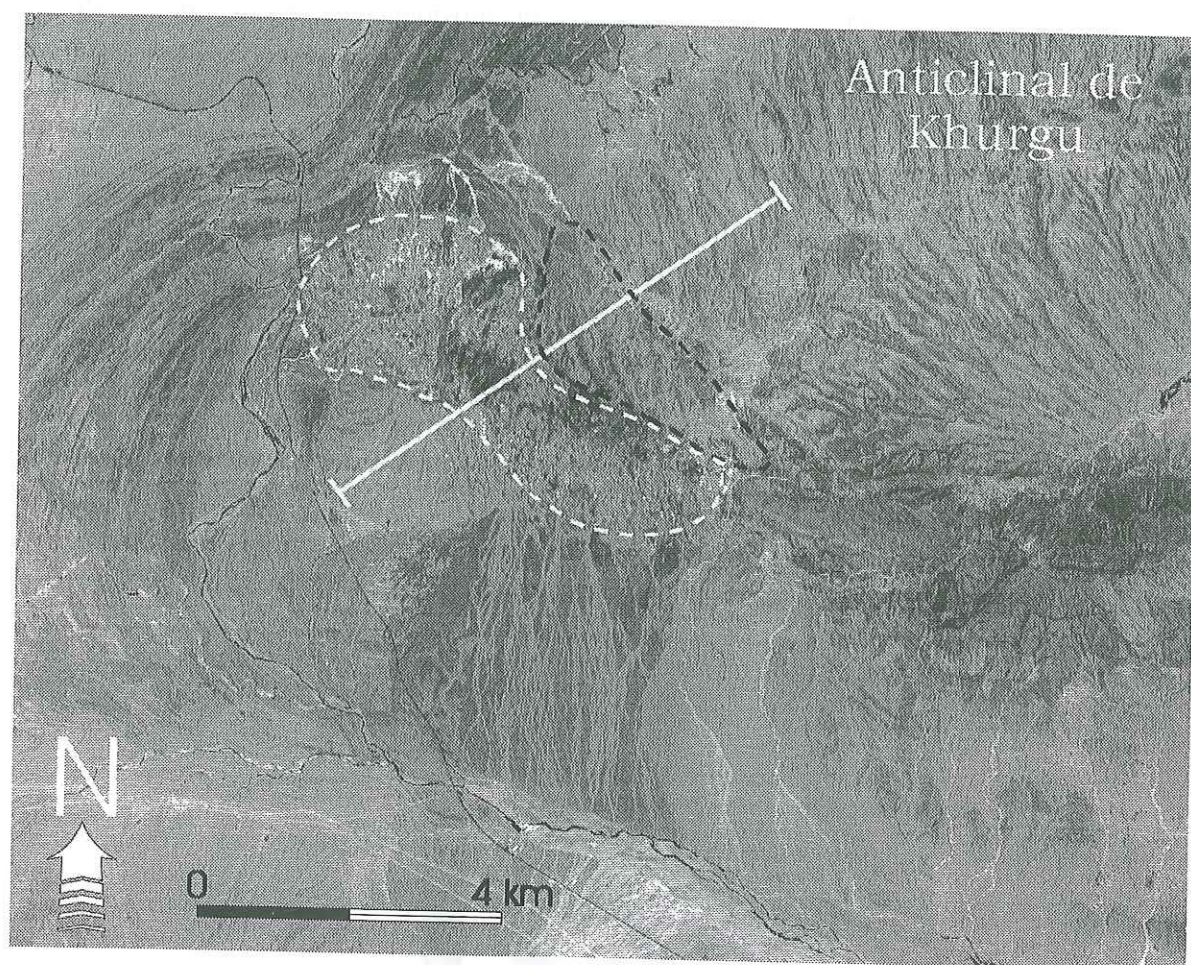


Figure III-126 Position du diapir de Khurgu au SW de l'anticlinal de Khurgu (extrait de scène SPOT). Ligne tiretée blanche, zone d'affleurement de sel ; ligne tiretée noire, zone de subsidence. Le trait blanc représente la localisation de la coupe schématique de la Figure III-127.

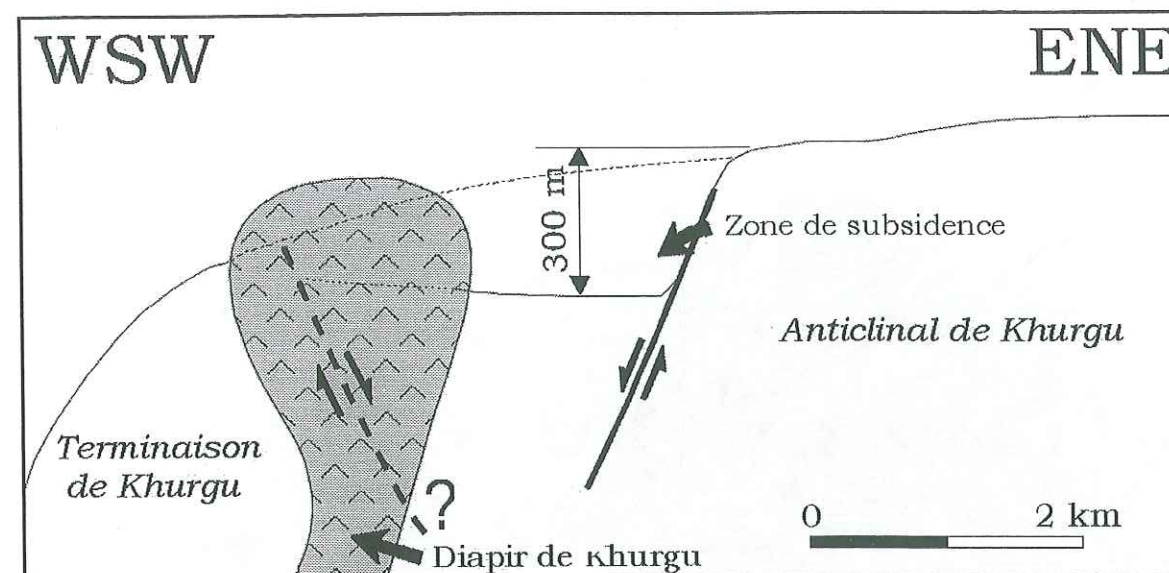


Figure III-127 Coupe schématique axiale de l'anticlinal de Khurgu (localisation sur la Figure III-126). La subsidence d'une partie de l'anticlinal est due au jeu des failles et à l'extrusion du sel de Hormuz.

Cette zone de subsidence est plus importante que celles observées en bordure des autres diapirs. Un volume de  $12 \times 10^8 \text{ m}^3$  a été déplacée verticalement en gardant sa morphologie générale.

### 3.6.2.2. Déflation par flexure

Sur le site de Handan (Figure III-128), nous avons remarqué une zone de subsidence de 7 km de long sur le flanc Nord de l'anticlinal, à proximité des affleurements de sel. La limite enveloppe du pli est déplacée de 3 km vers le centre de l'anticlinal. Sur le flanc Sud, on remarque également une zone de subsidence, mais de plus petite taille.

Cette morphologie de l'anticlinal ne semble pas due à l'érosion. Si tel était le cas, la forme des courbes de niveaux changerait plus brutalement. Dans notre cas, elles sont régulières (en forme 8), sans variation brusque de direction (Figure III-129). De plus la structure est complètement différente dans le cas de l'érosion comme le montre le schéma de la Figure III-129. Il semble que cette déformation soit due à une subsidence oblique. Le vecteur de déplacement serait incliné vers le centre de l'anticlinal (Figure III-130).



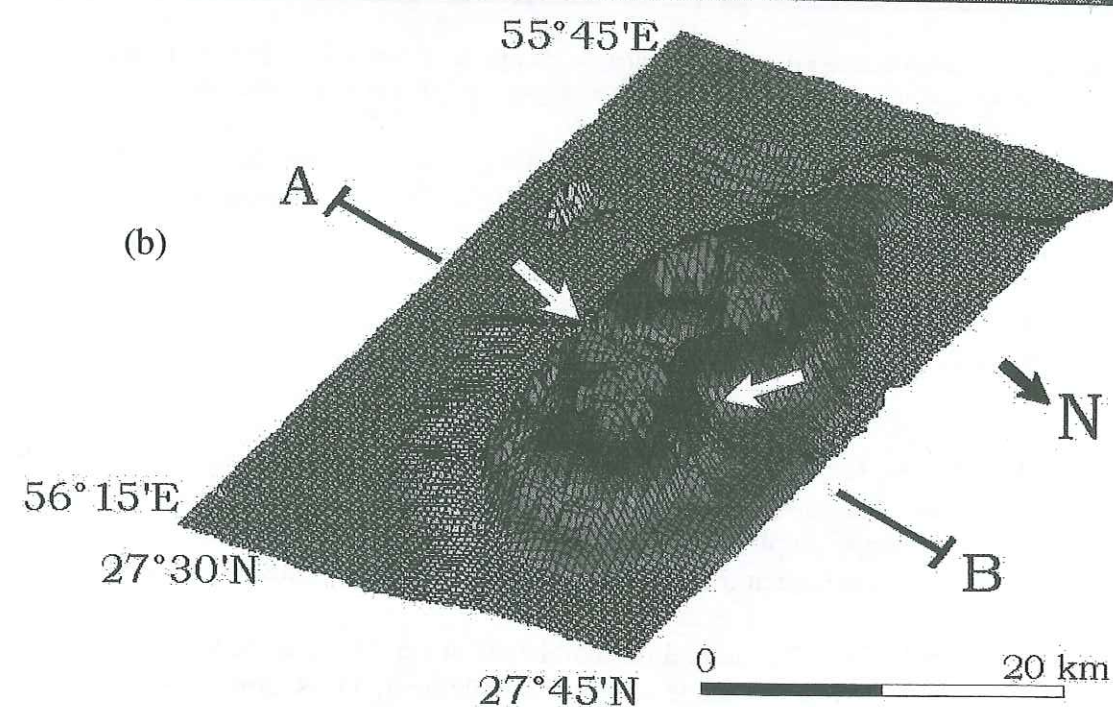


Figure III-128 Déflation de l'anticlinal de Handan.

(a), extrait de scène SPOT. La ligne tiretée noire est la limite actuelle de l'anticlinal et la ligne tiretée blanche est la limite reconstituée de l'anticlinal avant la subsidence. Les taches noires, au centre de l'anticlinal, correspondent aux affleurements de sel ; (b), modèle numérique de terrain du site de Handan illustrant une déflation de la surface. Les flèches blanches indiquent la direction de subsidence.

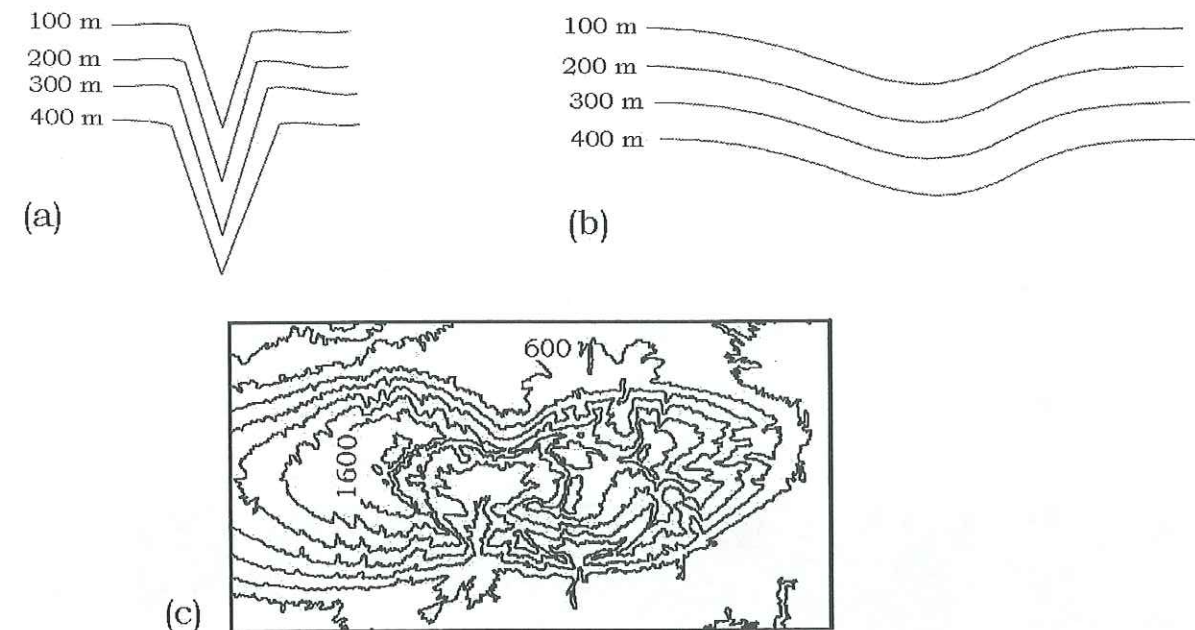


Figure III-129 Forme des courbes de niveau dans une zone d'érosion et dans une zone de déflation.

(a), courbes de niveau résultant d'une érosion locale ; (b), courbes de niveau résultant d'une subsidence locale ; (c), courbes de niveau de l'anticlinal de Handan. Ces dernières ressemblent au cas (b) : déflation locale.

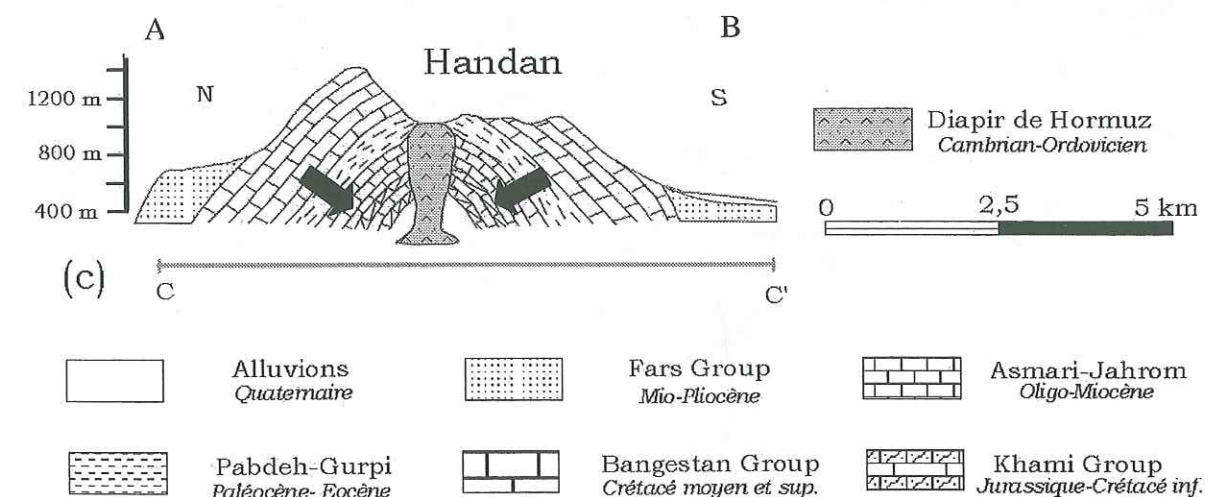


Figure III-130 Coupe de la déflation des couches de l'anticlinal de Handan. La déflation figurée symétrique. Le positionnement de la coupe est représenté sur la Figure III-28 (C-C') et Figure III-128-b (A-A').

### 3.6.3. Coupure de terminaison périanticlinale

La coupure de la terminaison périanticlinale est observée dans le cas où le diapir affleurant coupe les couches du pli à sa terminaison périanticlinale.

Les diapirs de Surmeh dans la région de Kazerun (Figure III-49-a) ou le diapir de Finu dans la région de Bandar Abbas sont deux exemples de ce type de phénomène. La plupart des diapirs de ce type ont de grandes dimensions, comme celui de Finu de 4 km de diamètre (Figure III-131).



Sur le site de Finu, à l'Ouest du diapir, nous voyons les couches de l'anticlinal de Finu recoupées par le diapir. La présence d'un axe de drainage entre le diapir et l'anticlinal permet de suivre le profil des couches calcaires d'âge Oligo-Miocène.

L'affleurement de diapirs en terminaison periclinale n'est pas un cas exceptionnel et nous en avons beaucoup d'exemples dans le Zagros. Or l'expérience montre que l'endroit le plus favorable pour l'émergence des masses salifères est le cœur des anticlinaux. La sortie de sel dans cette partie ne peut donc pas être simplement due au hasard. La terminaison de l'anticlinal est une zone où se concentrent de nombreuses fractures dues à la double courbure longitudinale et transversale des couches. Celle-ci pourraient faciliter la montée de sel dans cette partie de l'anticlinal, lorsque l'érosion de la partie centrale n'est pas assez forte.

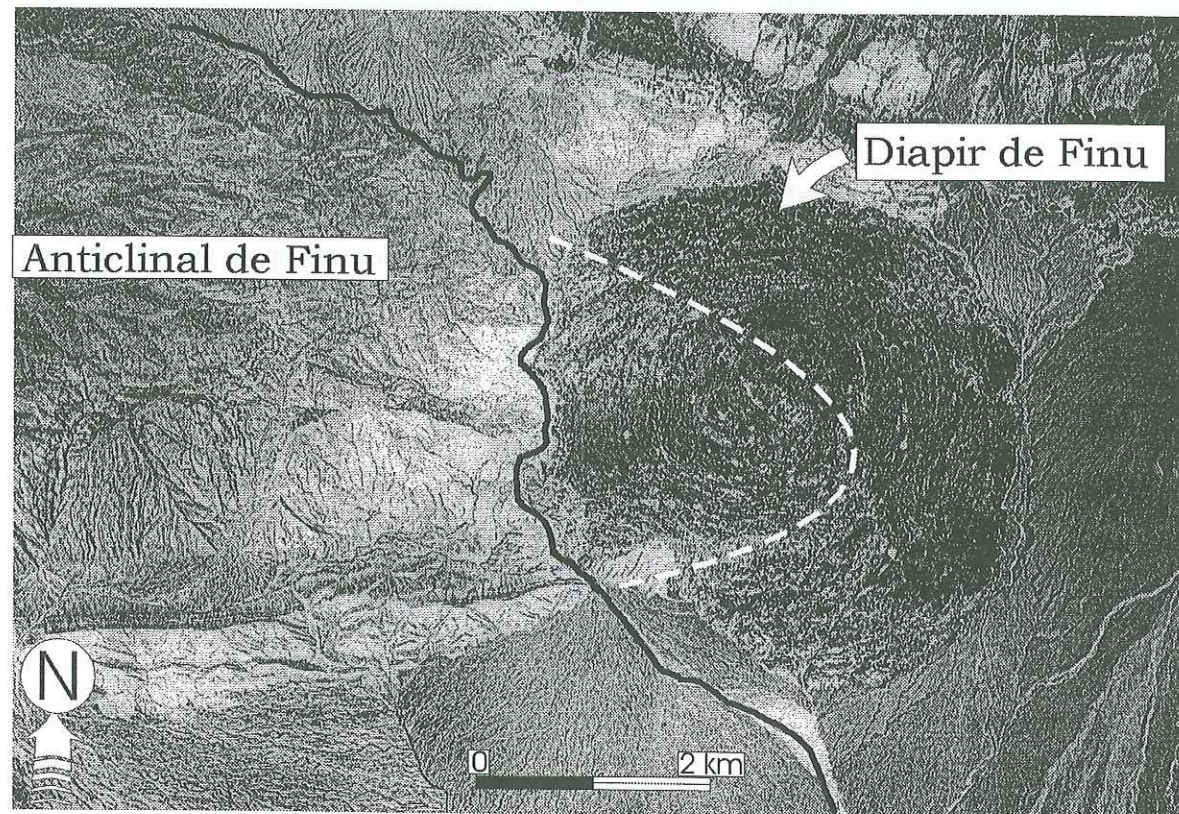


Figure III-131 Diapir et anticlinal de Finu. Extrait de photo aérienne. La ligne noire est un cours d'eau et la ligne tiretée blanche marque la terminaison de l'anticlinal coupée par le diapir.

#### 3.6.4. Interaction plissement et diapirisme

Le changement de direction d'un anticlinal est aussi un autre phénomène qui peut être associé au diapirisme. Dans la plupart des cas, ce changement est associé à une rupture de l'axe de l'anticlinal. Deux parties du même anticlinal sont alors décalées à l'apex du diapir. Dans la chaîne du Zagros, les anticlinaux sont parallèles entre eux ; leur direction générale est perpendiculaire à la direction de raccourcissement (cf. 3-2-3). Lorsque la direction d'un anticlinal ne respecte pas cette règle, cela correspond généralement à la présence de structures tectoniques.

Dans le Zagros beaucoup d'anomalies de type local peuvent être identifiées. Un excellent exemple est donné par le décalage de l'axe d'anticlinal sur le site de Nakh (Figure III-132). Dans cet exemple trois affleurements de sel de Hormuz sont connus à proximité et permettent de supposer l'existence d'un diapir caché.

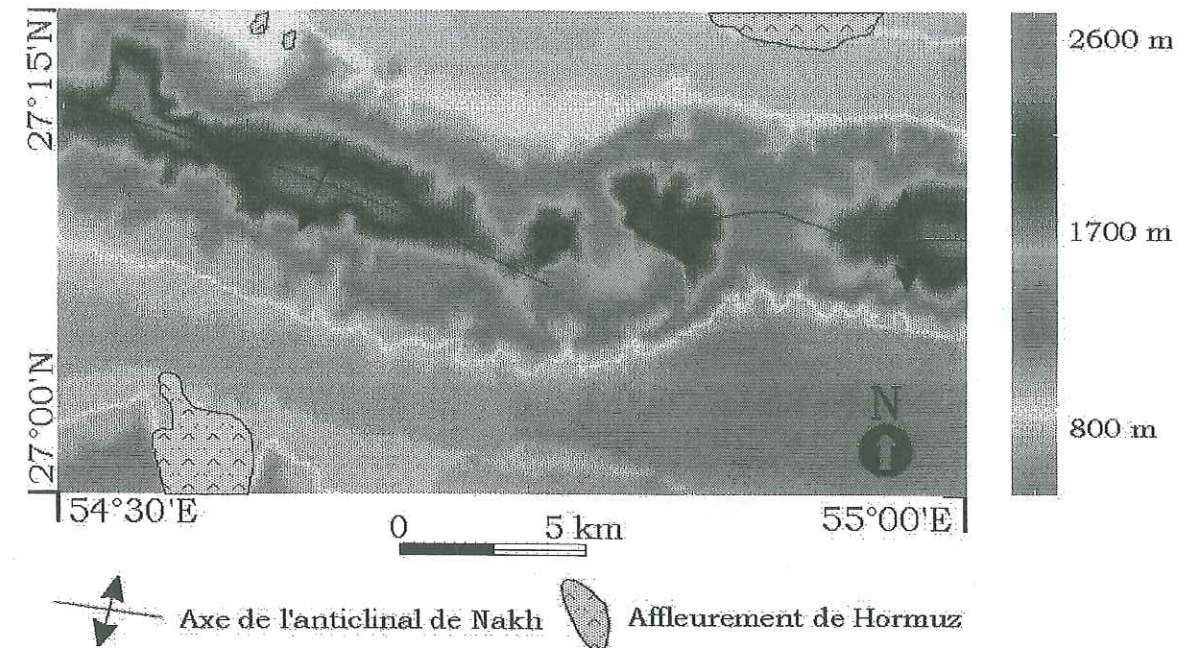


Figure III-132 Changement de direction de l'axe anticlinal de Nakh sur un modèle numérique de terrain. La position des affleurements de Hormuz est soulignée.

Les changements brutaux de direction et les déplacements d'axes de plis semblent dans le cas de l'anticlinal de Nakh être liés à la présence de diapirs de part et d'autre de l'anticlinal.

#### 3.6.5. Modification du bassin versant des rivières

Les réseaux hydrographiques sont très sensibles aux mouvements récents, et aux déformations de la surface. Même si les changements de bassin versant sont aussi la conséquence d'autres phénomènes comme le jeu de failles actives, l'érosion, le plissement, les dépôts d'inondation, la présence et l'activité des masses salifères ont une influence déterminante sur la déformation de la surface. Rappelons par ailleurs que les phénomènes d'érosion, d'effondrement, de mouvement de terrain par le jeu de failles ou de subsidence flexurale, sont aussi souvent des effets secondaires du diapirisme. C'est pourquoi nous allons rechercher et analyser dans ce paragraphe des anomalies du réseau hydrographique qui pourraient être interprétées comme des indices de mouvement vertical.

Pour cela, dans la région de Bandar Abbas, nous avons extrait le squelette du réseau hydrographique de la carte géologique (échelle 1/250000 ; Figure III-133). L'analyse de ce réseau permet de voir l'influence de l'activité actuelle des diapirs salifères. L'échelle du 1/250000 apparaît suffisamment précise pour observer le changement de bassin des rivières provoqué par les montées diapiriques.



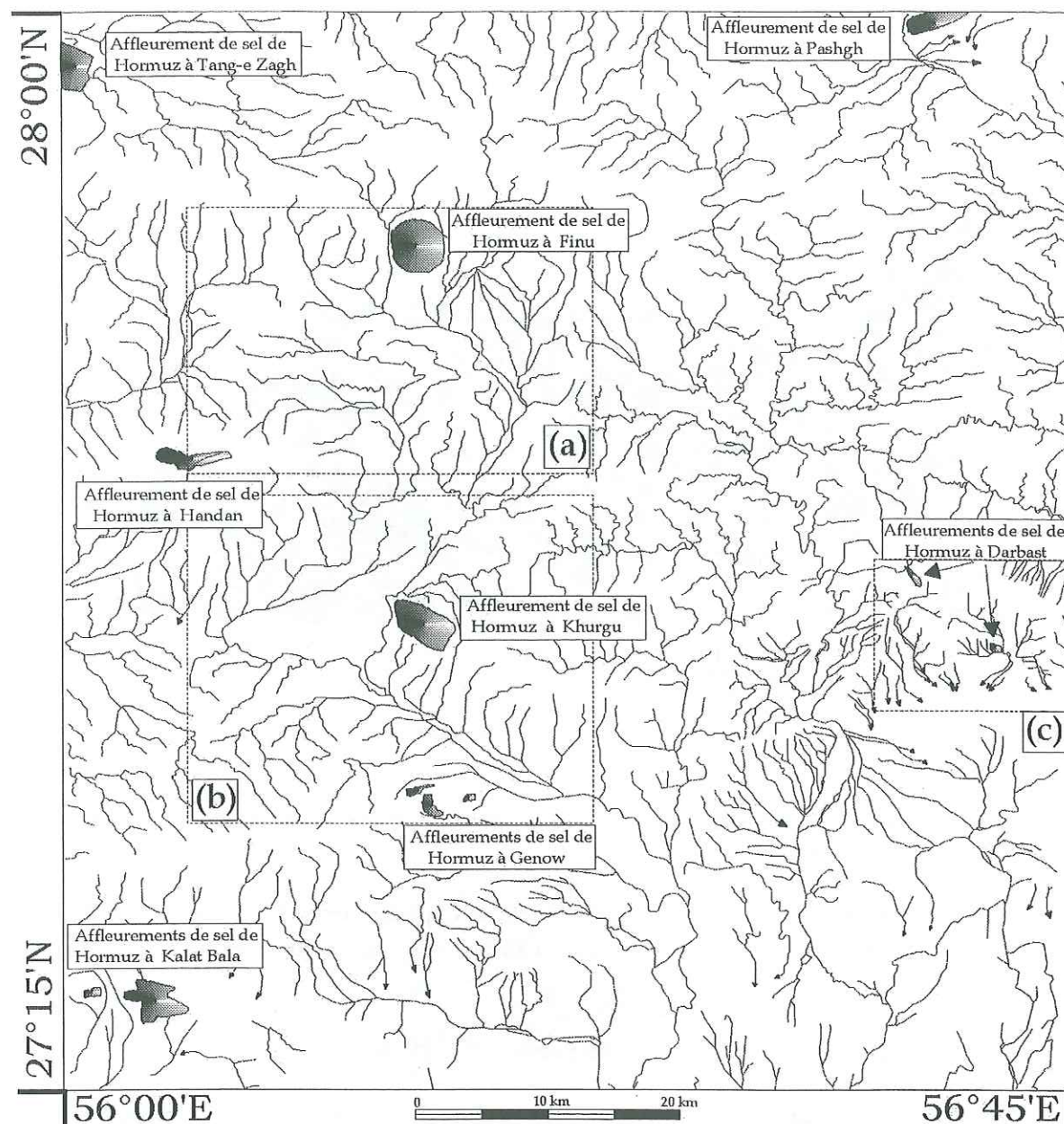


Figure III-133 Réseau hydrographique de la région de Bandar Abbas. Les diapirs affleurants sont représentés. Les cadres délimitent les extraits présentés respectivement sur (a), Figure III-134-a ; (b), limite de la Figure III-134-b ; (c), limite de la Figure III-147.

Tout d'abord, nous notons la disparition anormale de certains cours d'eau (Figure III-133) à l'Est de Kalat Bala, au Sud de Darbast et de Pashgh). Ceci pourrait être la marque de la fermeture de cuvettes sous l'effet d'un soulèvement. En réalité l'analyse de détail de ces sites montre qu'il s'agit d'une disparition du cours d'eau par infiltration dans le sous-sol. Le débit de ces rivières occasionnelles est trop faible pour compenser les pentes par infiltration. De ce fait le cours d'eau ne peut creuser son lit jusqu'à une confluence.

D'autres anomalies peuvent être remarquées sur cette carte. Nous nous sommes penchés tout d'abord sur le cours supérieur de la rivière Sarzeh (Figure III-133, cadre a). Cette rivière effectue dans ce secteur un virage large qui fait passer son cours de la direction W-E à une direction NE-SW. De plus, on remarque l'emboîtement, dans la

concavité de cette courbure de plusieurs affluents dont le cours évolue suivant le même schéma (Figure III-134-a). Nous avons recherché sur le terrain des arguments pour proposer un schéma d'évolution de cette anomalie. D'un point de vue structural, la rivière Sarzeh, longe la bordure Nord d'un synclinal perché, le synclinal de Finu (Figure III-135). Cela explique la partie W-E de son cours, coince entre le relief inverse de ce synclinal et celui, conforme, de l'anticlinal de Finu, situé juste au Nord. La courbure vers le Sud s'acquiert à la terminaison périclinal du synclinal qui ne s'oppose plus à ce niveau au parcours vers le Sud. Nous remarquons qu'à l'approche de cette terminaison, le cours d'eau se trouve déporté vers le Sud par les cônes alluvionnaires situés au pied du diapir de Finu (Figure III-135, cadre A ; Figure III-136). Il est clair que le soulèvement de celui-ci a contribué à changer, au moins localement, l'orientation du cours d'eau.

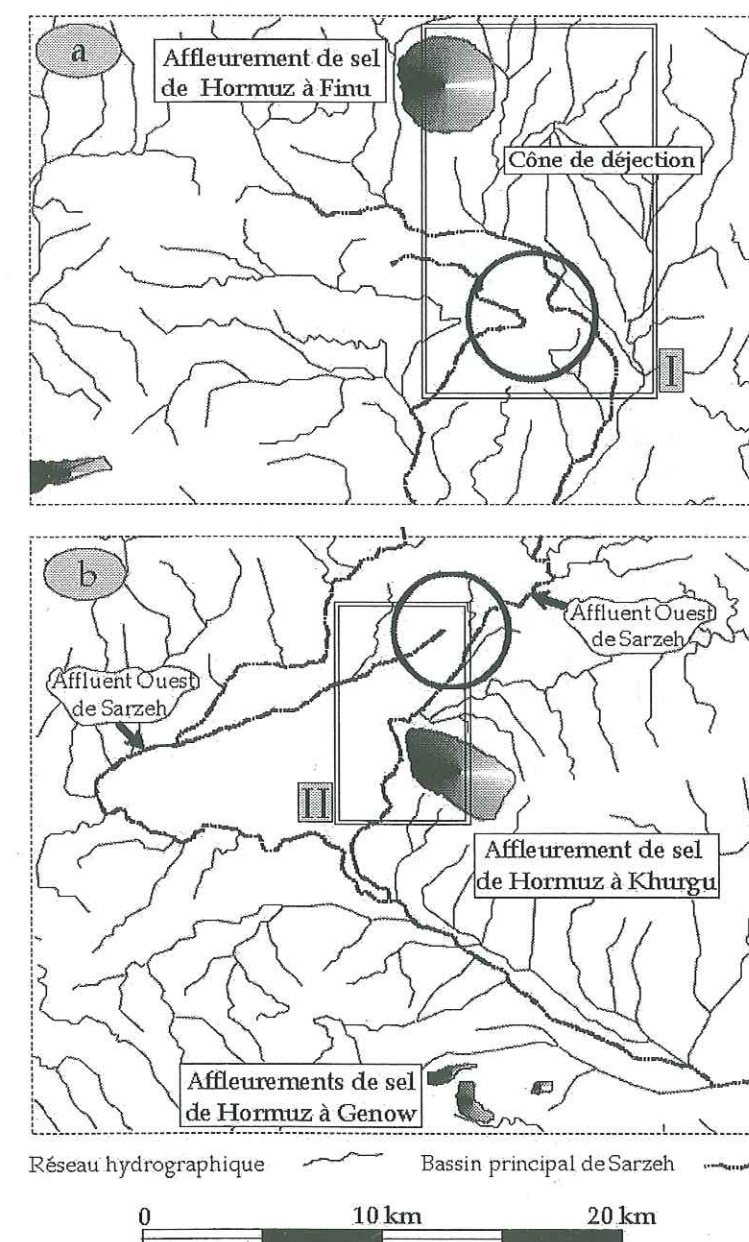


Figure III-134 Rivière Sarzeh et position de ses deux anomalies (cercles sur (a) et (b). (I), cadre de la Figure III-138 ; (II), cadre de la Figure III-142.



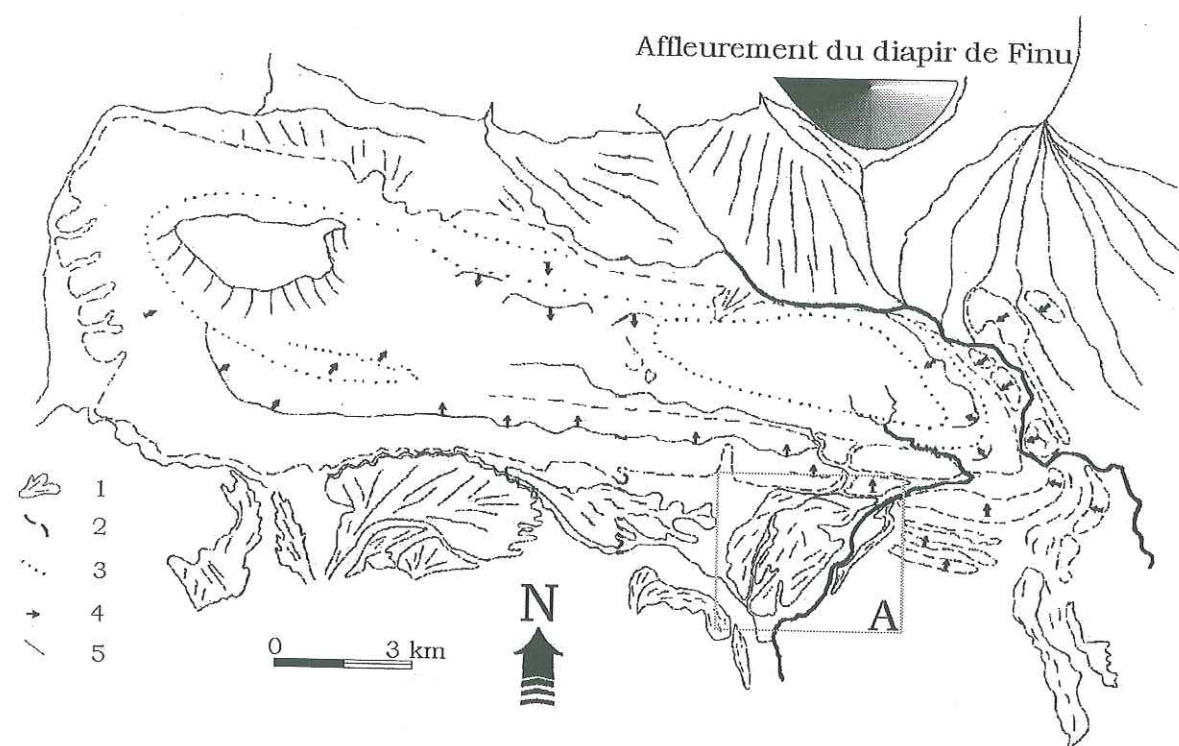


Figure III-135 Carte géomorphologique du synclinal au sud de l'anticlinal de Finu. (1), cône d'alluvions et trace de circulation de surface ; (2), limite du synclinal de Finu ; (3), trace des couches ; (4), pendage des couches ; (5), trace de drainage ou rivière. A, cadre détaillé sur la Figure III-136.

Au SE du synclinal de Finu, plusieurs anomalies ont attiré notre attention. Nous avons remarqué la présence d'un important cône de dépôts alluvionnaires actuellement morcelé et entaillé par une série d'axes de drainage empruntés par de cours d'eau épisodique. La Figure III-137 montre deux exemples de ces entailles, puis vers l'aval (Figure III-137-a) ou vers l'amont (Figure III-137-b). Sur ce cône (Figure III-138 -A), nous avons trouvé des blocs provenant de l'érosion d'un diapir (Figure III-139). Or compte tenu de la disposition du réseau actuel, aucune origine pour ce type de bloc ne peut être trouvée car le cours d'eau remonte vers un synclinal perché où aucune formation salifère n'est présente. En un autre point situé plus en amont (Figure III-138-B), nous avons remarqué la présence de dépôts de sel lité directement sur les couches du Fars Group (Figure III-140). Plus en amont encore, dans une vallée morte (Figure III-138-C) des blocs du Fars Group érodés ont été retrouvés sur les alluvions (Figure III-141). Les marques de courant portées par ces blocs suggèrent le passage ancien d'un important cours d'eau dont le bassin versant ne peut pas être limité au bassin versant actuel, trop réduit.

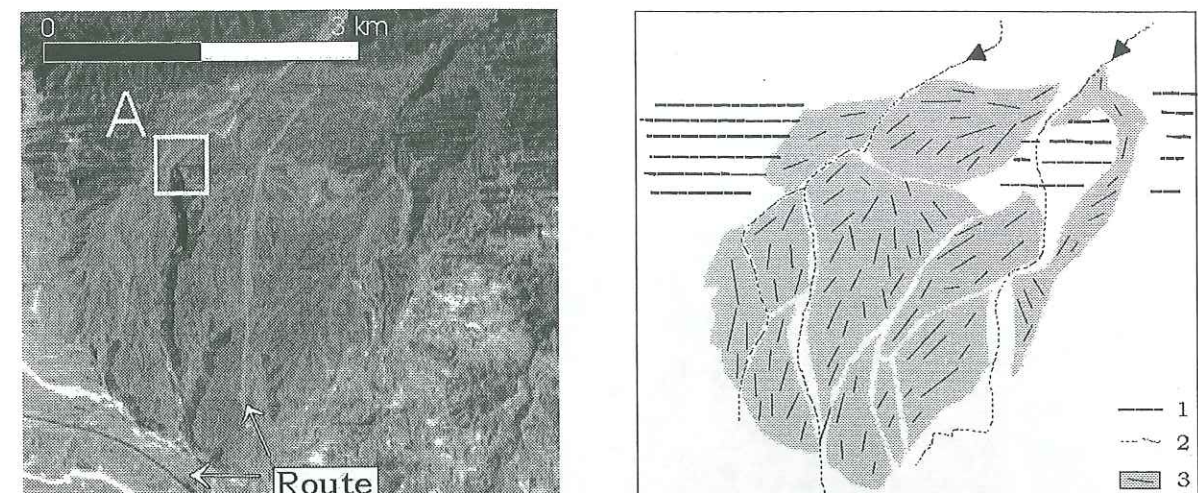


Figure III-136 Cône d'alluvions au sud du synclinal de Finu. (1), couches de Fars Groupe ; (2), axe de drainages ; (3), cônes d'alluvions découpés. La localisation des prises de vue de la Figure III-137 est représentée par le cadre A.

Ces trois arguments nous permettent de proposer que la rivière Sarzeh empruntait cet axe, à une époque ancienne, enveloppant complètement la terminaison périclinale du synclinal de Finu, avant de poursuivre son cours vers le Sud. Le cours a été modifié comme le suggère la Figure III-138. L'origine de cette modification est difficile à trouver. Elle pourrait résulter d'un soulèvement progressif de la région située au centre du diapir de Finu ou une accentuation tectonique de l'anticlinal de Handan situé au Sud de la structure synclinale.

La même rivière Sarzeh présente une deuxième anomalie plus au Sud. Il s'agit d'un emboîtement similaire à celui de Finu également reconnaissable sur la carte du réseau hydrographique (Figure III-133, cadre b et Figure III-134-b). Mais dans ce second cas le cours actuel de la rivière Sarzeh est interne par rapport aux autres cours emboîtés. Juste avant le recoupement de l'anticlinal de Khurgu, du NW du cours actuel de la rivière Sarzeh (Figure III-142) nous notons la présence d'un large bassin de drainage recouvert de forts dépôts d'alluvions. L'origine de ce bassin qui ne possède pas d'alimentation ne peut être expliquée que par un changement du cours de la rivière Sarzeh qui empruntait autrefois ce chemin (Figure III-143-a et b). Actuellement, le cours de la rivière Sarzeh est séparée de son ancien bassin par un escarpement qui correspond à une entaille d'érosion (Figure III-144). Aucune faille superficielle ne peut être invoquée pour expliquer cette morphologie. De plus, le remplissage de la vallée actuellement empruntée par la rivière Sarzeh est dissymétrique. Les dépôts d'alluvions se trouvent exclusivement sur le versant Nord de cette vallée indiquant un déplacement progressif du cours d'eau, vers le Sud. Plus en amont de cette zone, la rivière Sarzeh recoupe transversalement les structures de l'anticlinal de Khurgu (Figure III-142). Le cours d'eau prend alors une direction N-S et se dirige vers le diapir de Khurgu. Au SW de celui-ci, on note un important dépôt alluvionnaire permis par la dépression d'une zone voisine du diapir. Nous proposons l'évolution suivante (Figure III-145) ; la montée du diapir de Finu s'est accompagnée d'une subsidence périphérique qui a dévié la Sarzeh vers le Sud et lui a permis de recouper l'axe anticlinal de Khurgu beaucoup plus à l'Est que ne le faisait son ancien cours.



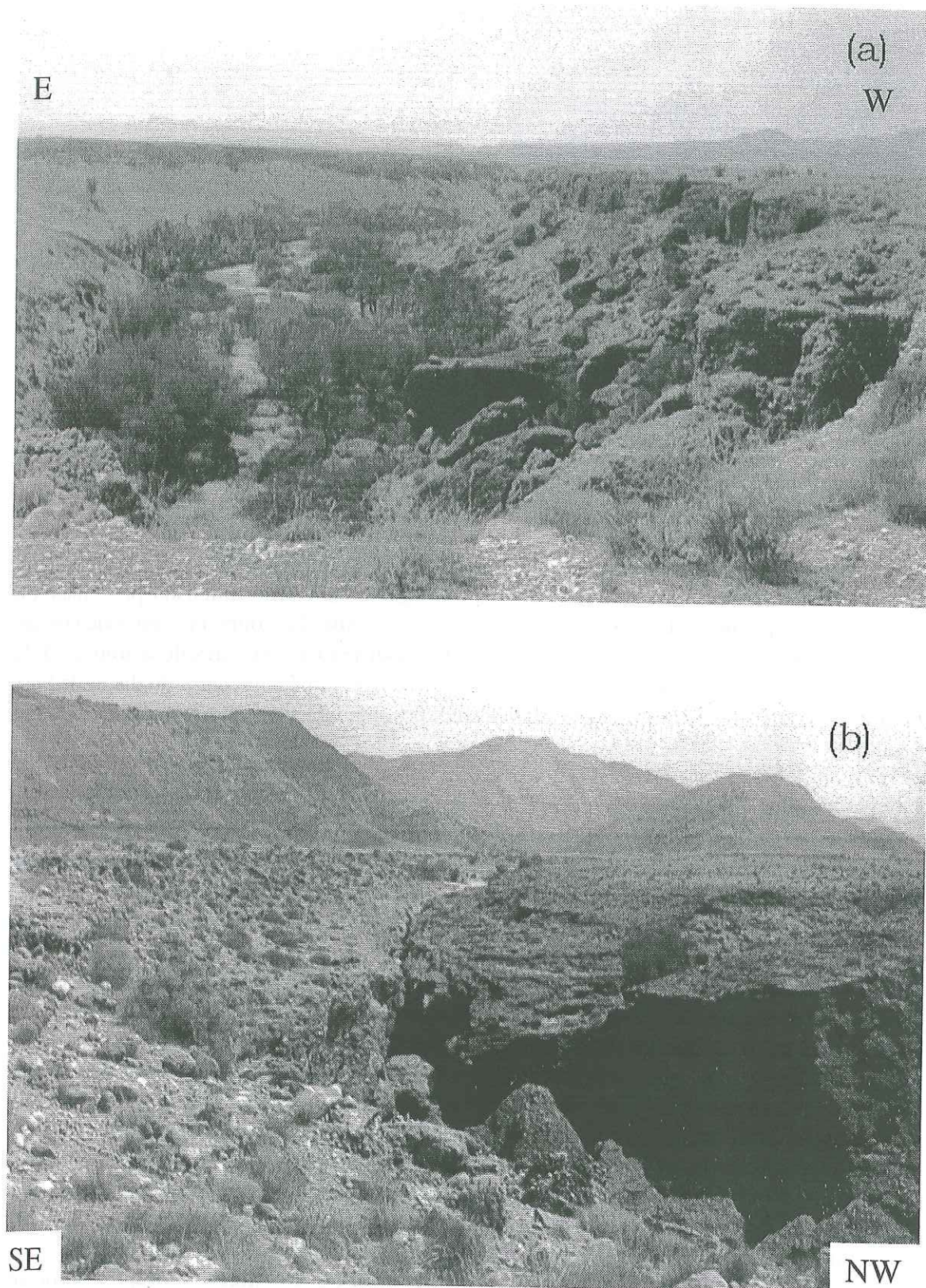


Figure III-137 Creusement d'un cône d'alluvions au SE du synclinal de Finu.  
(a), vallée creusée ; (b), drainage en amont de la zone de fort creusement. Au NW, on reconnaît la bordure du synclinal perché de Finu. La position des photos est indiquée sur la Figure III-136.

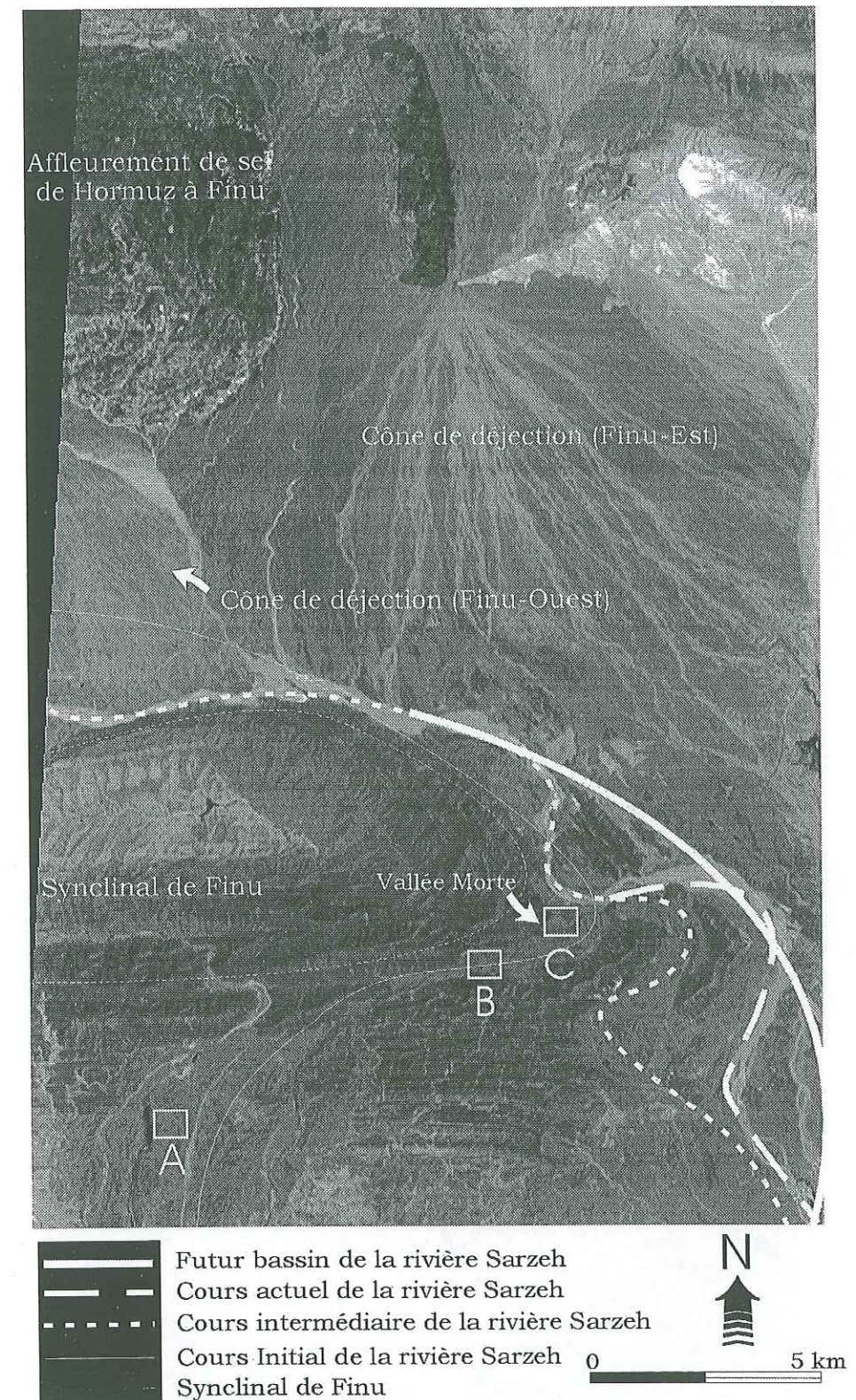


Figure III-138 Evolution du parcours de la rivière Sarzeh pendant son premier changement de bassin, sur une image SPOT. Localisation cf. la Figure III-134-a (cadre I). La localisation des arguments géomorphologiques est représentée par des carrés.



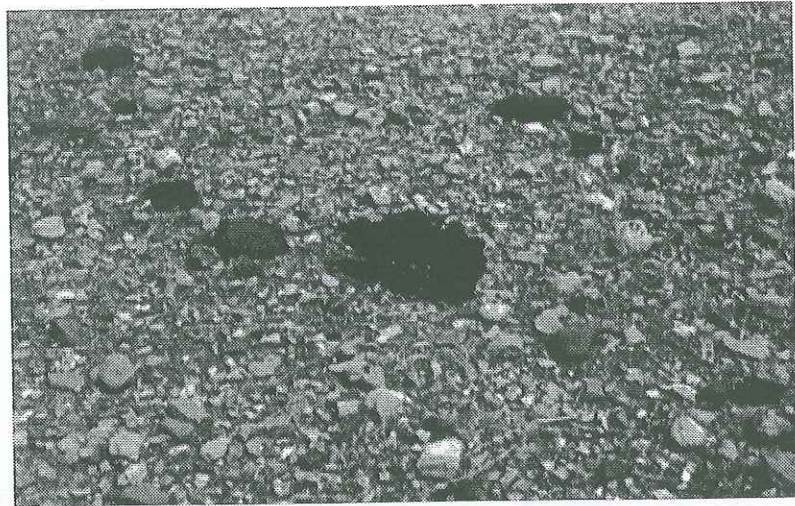


Figure III-139 Cailloux issus du diapir de Finu sur le cône d'alluvions (position A sur la Figure III-138)

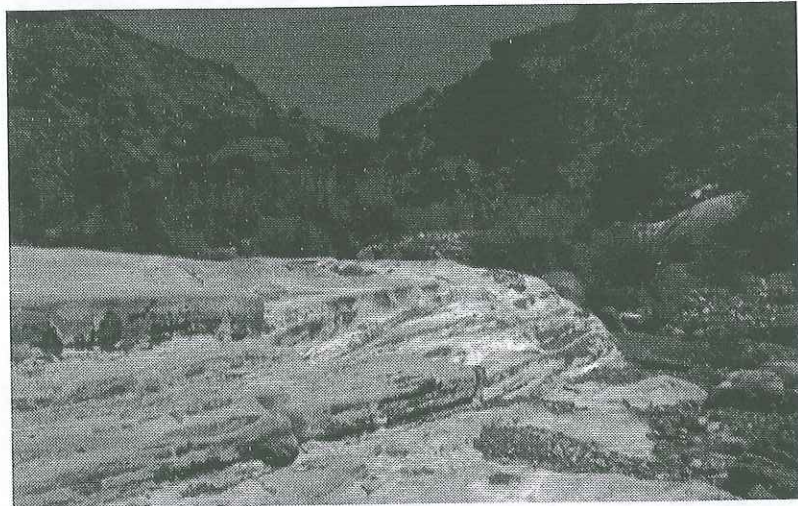


Figure III-140 Sédimentation de sel sur les couches affleurantes de Fars Group, Position (position B sur la Figure III-138).

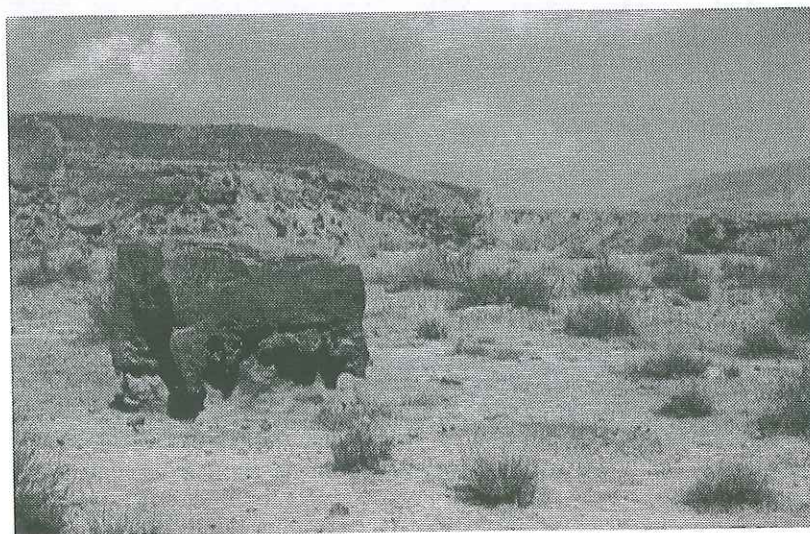


Figure III-141 Bloc de Fars Group érodé par le courant dans la vallée morte, (position C sur la Figure III-138).

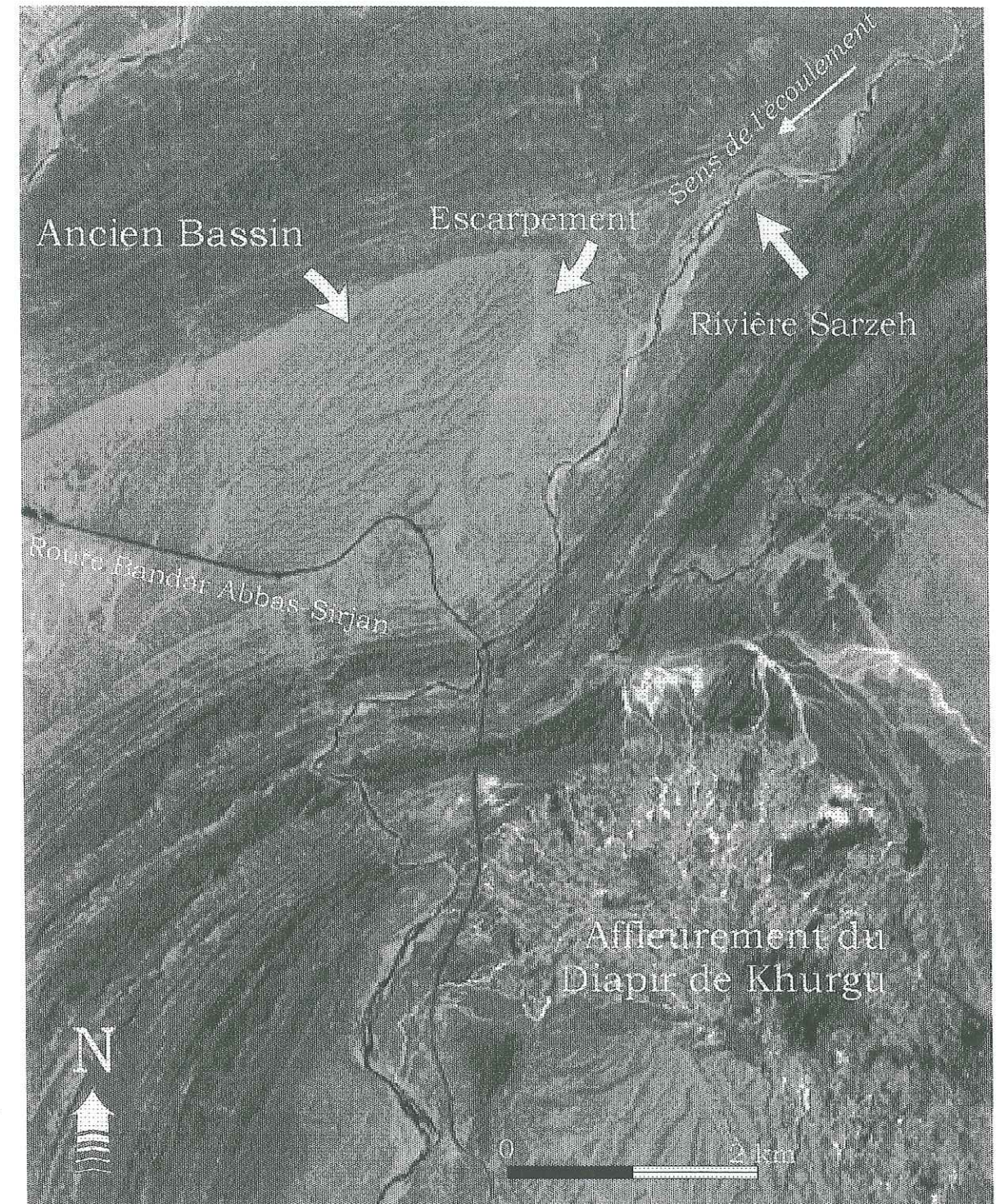


Figure III-142 Deuxième anomalie de Sarzeh, extrait de scène SPOT.  
La rivière Sarzeh s'oriente vers le sud en approchant du diapir, là où nous proposons la présence d'une zone de subsidence.



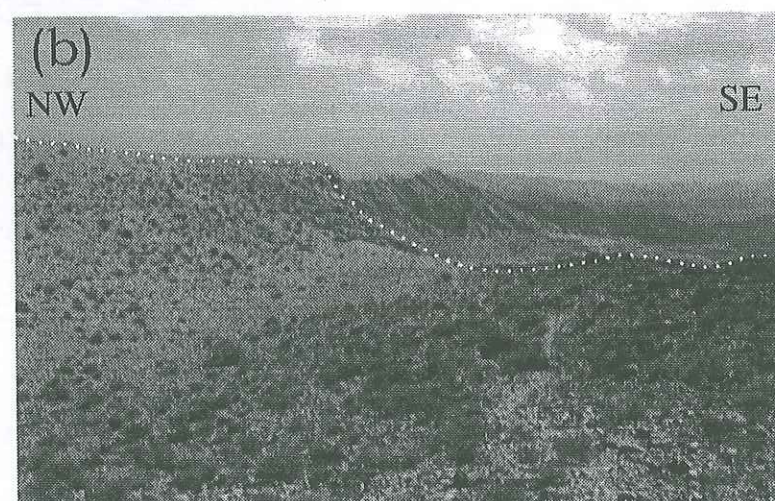
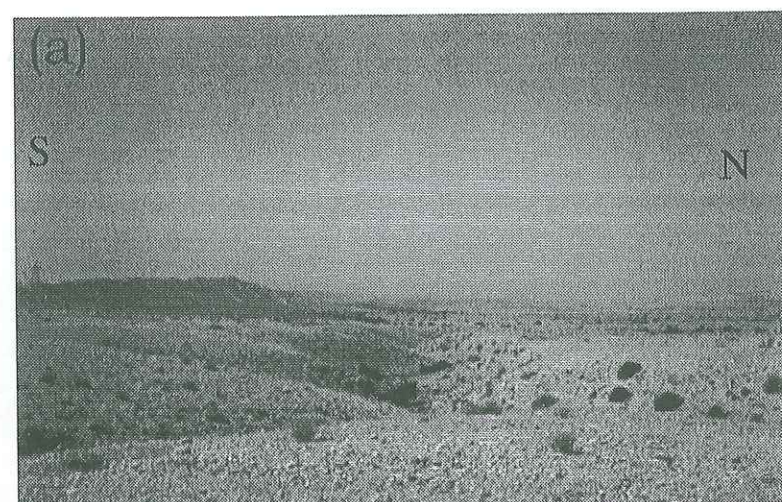


Figure III-143 Ancien bassin de Sarzeh au nord-est du diapir de Khurgu (second changement de Sarzeh).  
(a), drainages sur le bassin abandonné de Sarzeh ; (b), un des drainage qui a été coupé par la falaise.



Figure III-144 Cours actuel de la rivière Sarzeh.  
L'escarpement burdier au N du bassin résulte de l'érosion des couches du Fars Group.

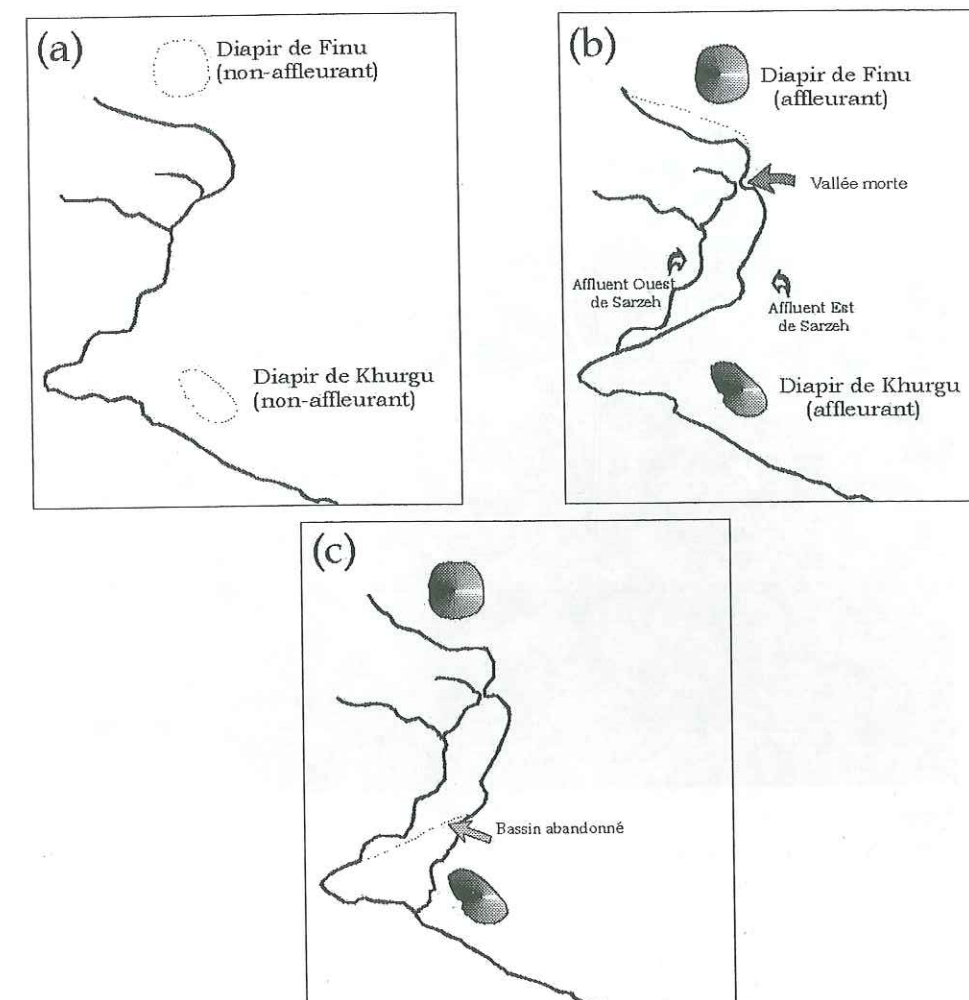


Figure III-145 Etapes d'évolution du cours de la rivière Sarzeh.  
(a), étape initiale ; (b), premier changement de cours ; (c), deuxième changement de cours.

La troisième anomalie que nous avons étudiée se situe au Sud de l'anticlinal de Darbast (Figure III-133, cadre C). Deux bassins versants très proches l'un de l'autre sont d'abord convergents puis, alors qu'ils s'approchent d'un point de confluence, divergent à nouveau. Dans le détail (Figure III-146) nous pouvons voir que cette convergence a été réalisée autrefois, en raison de la présence, entre les deux vallées actuelles, d'une vallée morte débouchant sur un très volumineux cône alluvial. Aujourd'hui abandonnée, cette vallée morte est en position haute par rapport aux deux rivières latérales. La proximité de l'affleurement de sel de Hormuz dans une zone gonflée (cf. 3-7-1-1) permet de suggérer une montée diapirique pour expliquer la divergence des deux drainages (Liaghat *et al.*, 1997, Figure III-147). En l'absence des couches de Bakhtiyarie (Pliocène supérieur), nous pensons que cette étape s'est déroulée au Quaternaire. Notons que cette hypothèse implique que l'axe de drainage principal se trouve à l'apex du futur diapir. Cette correspondance pourrait résulter de la présence d'un accident structural qui à la fois guiderait le réseau hydrographique initial et localiserait la montée diapirique.



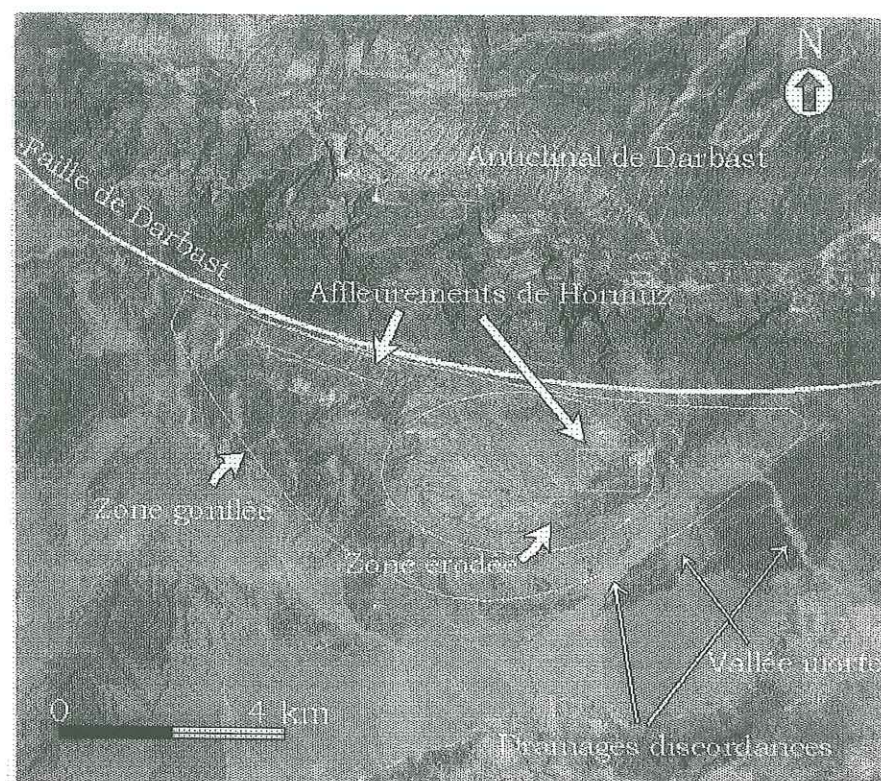


Figure III-146 Image SPOT du site de Darbast.  
Drainages ramifiés, vallée morte et zone d'inflation sont représentés sur la Figure.

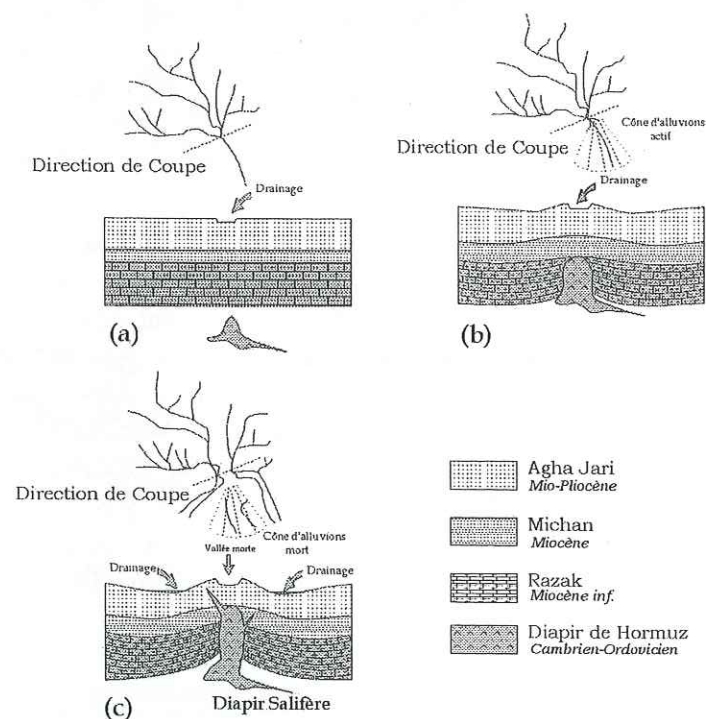


Figure III-147 Trois étapes de l'évolution d'un réseau hydrographique sur le site diapirique de Darbast.  
(a), Le mouvement vertical du diapir n'a pas encore affecté les couches sédimentaires sus-jacentes. Le réseau hydrographique a une forme normale ; (b), Le diapir commence à traverser les couches sédimentaires. Une déformation du terrain se produit à la suite de ce mouvement ; (c), A ce jour, le diapir a déformé le terrain sus-jacent et le réseau hydrographique est divisé en deux parties. Il subsiste une vallée morte et un cône d'alluvions à la place de l'ancien cours.

### 3.6.6. Bascullement des cônes de déjection

Un regard général sur la morphologie de notre région d'étude montre l'importance de l'érosion actuelle. Le résultat est la mise en place de grandes masses d'alluvions. Une grande partie des alluvions se dépose à la limite des anticlinaux et des vallées sous la forme de cônes de déjection. Plus l'érosion est forte, plus le cône de déjection est grand.

De nombreux cônes d'alluvions sont présents au voisinage de Bandar Abbas. La Figure III-148 représente les cônes identifiables sur les cartes topographiques. Quelques-uns sont de très grande taille, comme celui situé au Nord de l'anticlinal de Genow-Nord (Figure III-149). En général, les grands cônes d'alluvions sont situés au contact direct des anticlinaux où la poussée diapirique augmente le volume soumis à l'érosion par inflation de l'anticlinal.

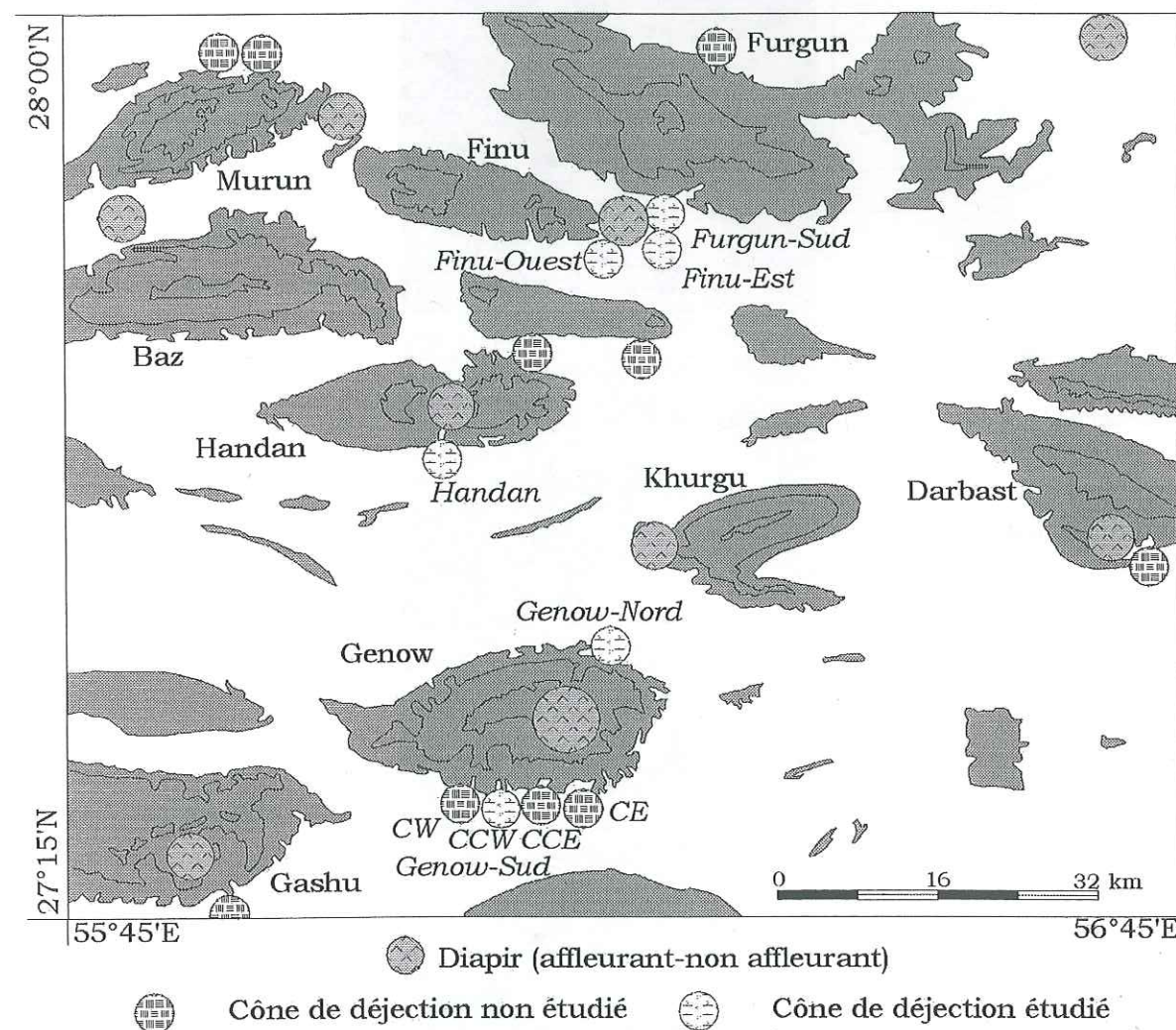


Figure III-148 Cônes de déjection dans la région de Bandar Abbas.



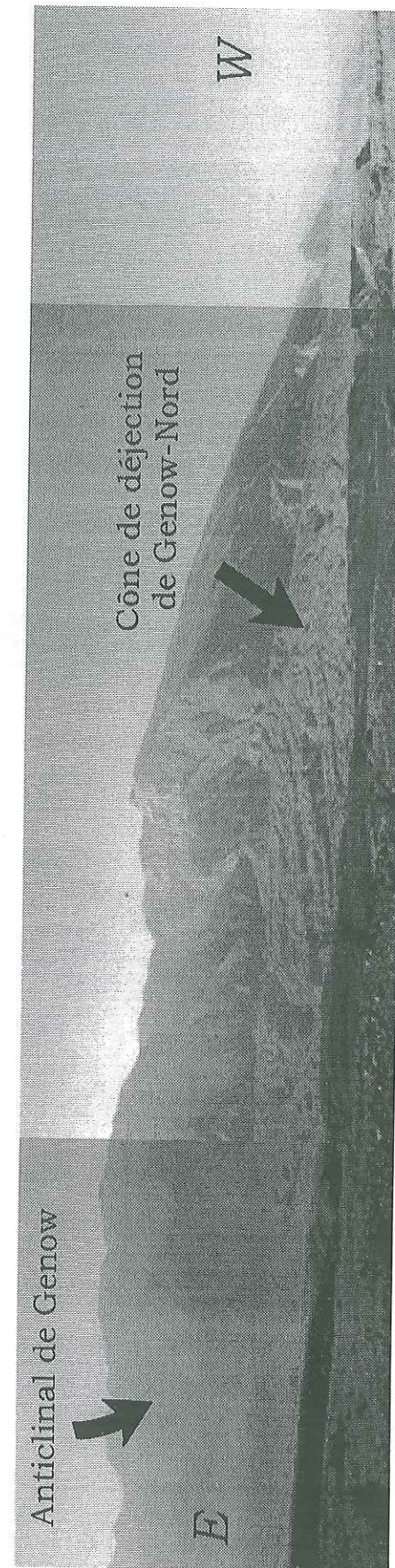


Figure III-149 Cône de déjection au Nord de l'anticlinal de Genow, cône de Genow-Nord.

Un cône d'alluvions, au contact d'un anticlinal ou d'un diapir peut être basculé si l'anticlinal ou le diapir traverse une phase active de soulèvement après la mise en place du cône. Dans une région tectoniquement calme, les lignes de niveau du cône de déjection se présentent comme des cercles et tous les cercles vus dans le plan horizontal ont un même centre (Figure III-150-a). Il s'agit alors d'un cône à axe vertical. Dans une zone active, les courbes de niveau du cône ont la forme d'ellipses avec des centres non-superposés dans une vue en plan [Pinter & Keller, 1995]. La direction du basculement est en sens de la ligne définie par les centres d'ellipses, allant des courbes les plus basses vers les plus hautes (Figure III-150-b).

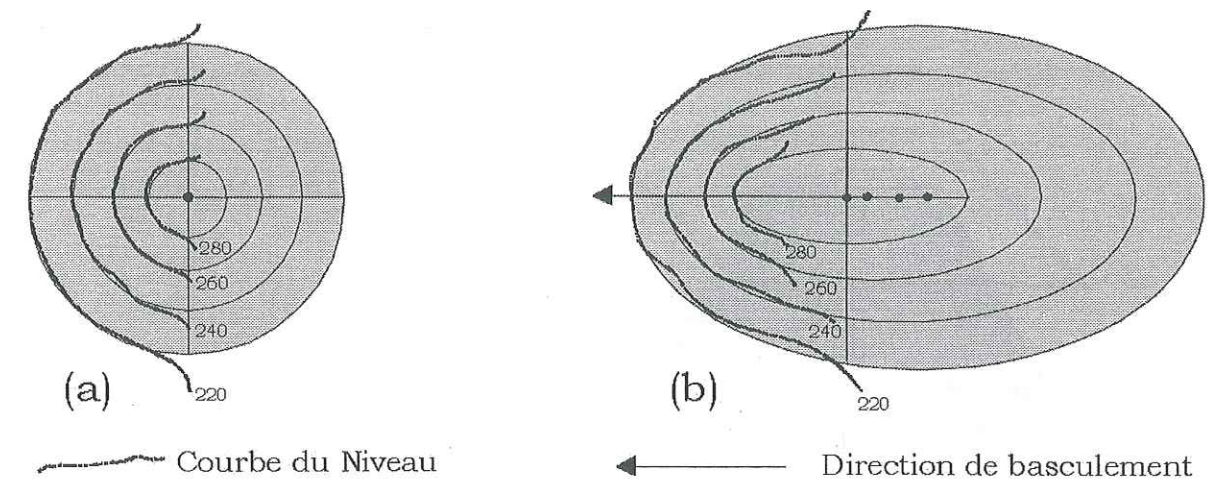


Figure III-150 Modification de la forme des lignes de niveau d'un cône de déjection lors de son basculement.

Pinter & Keller (1995) proposent une méthode pour estimer la direction et l'angle de basculement. Dans cette méthode l'angle de basculement ( $\beta$ ) est calculé par la formule suivante :

$$\beta = \arccos \sqrt{\left(\frac{b}{a}\right)^2 \times \sin^2 \alpha + \cos^2 \alpha} \quad (3-1)$$

où  $a$  est le grand axe de l'ellipse (cône basculé) ;  $b$  est le petit axe de l'ellipse (cône basculé), et  $\alpha$  l'angle d'ouverture du cône non-basculé.

Ces paramètres sont représentés sur la Figure III-151. Les trois paramètres  $a$ ,  $b$  et  $\alpha$  sont mesurables sur une bonne carte topographique en approximant par des ellipses les courbes de niveau enveloppe des cônes alluviaux. Le petit axe de l'ellipse,  $b$ , reste constant lors du basculement. Il est égal au rayon du cercle initial. Seule change la valeur de  $a$  qui augmente avec le basculement.



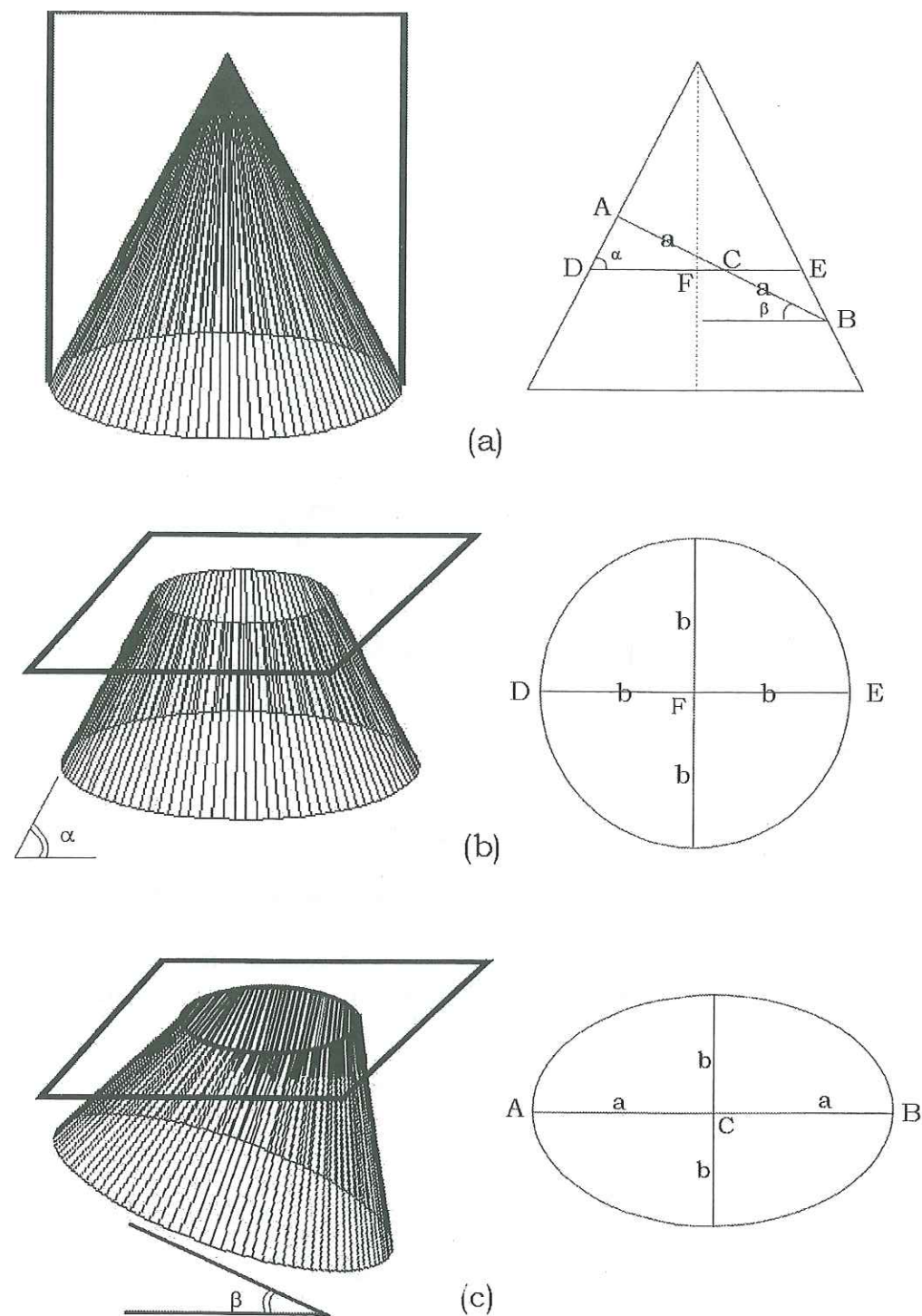


Figure III-151 Paramètres de la formule 3-1 donnée par Pinter & Keller (1995).  
(a), coupe verticale du cône en position initiale ; (b), coupe horizontale du cône d'alluvions non-basculé ; (c), coupe horizontale du même cône basculé.

Nous avons choisi six cônes de déjection sur trois sites : Genow, Handan et Finu. Sur chaque site, nous avons essayé de faire coïncider les courbes de niveau avec des ellipses de rapport  $a/b$  constant [Pinter & Keller, 1995]. La direction du grand axe des ellipses montre le sens du basculement (Figure III-152 à Figure III-156).

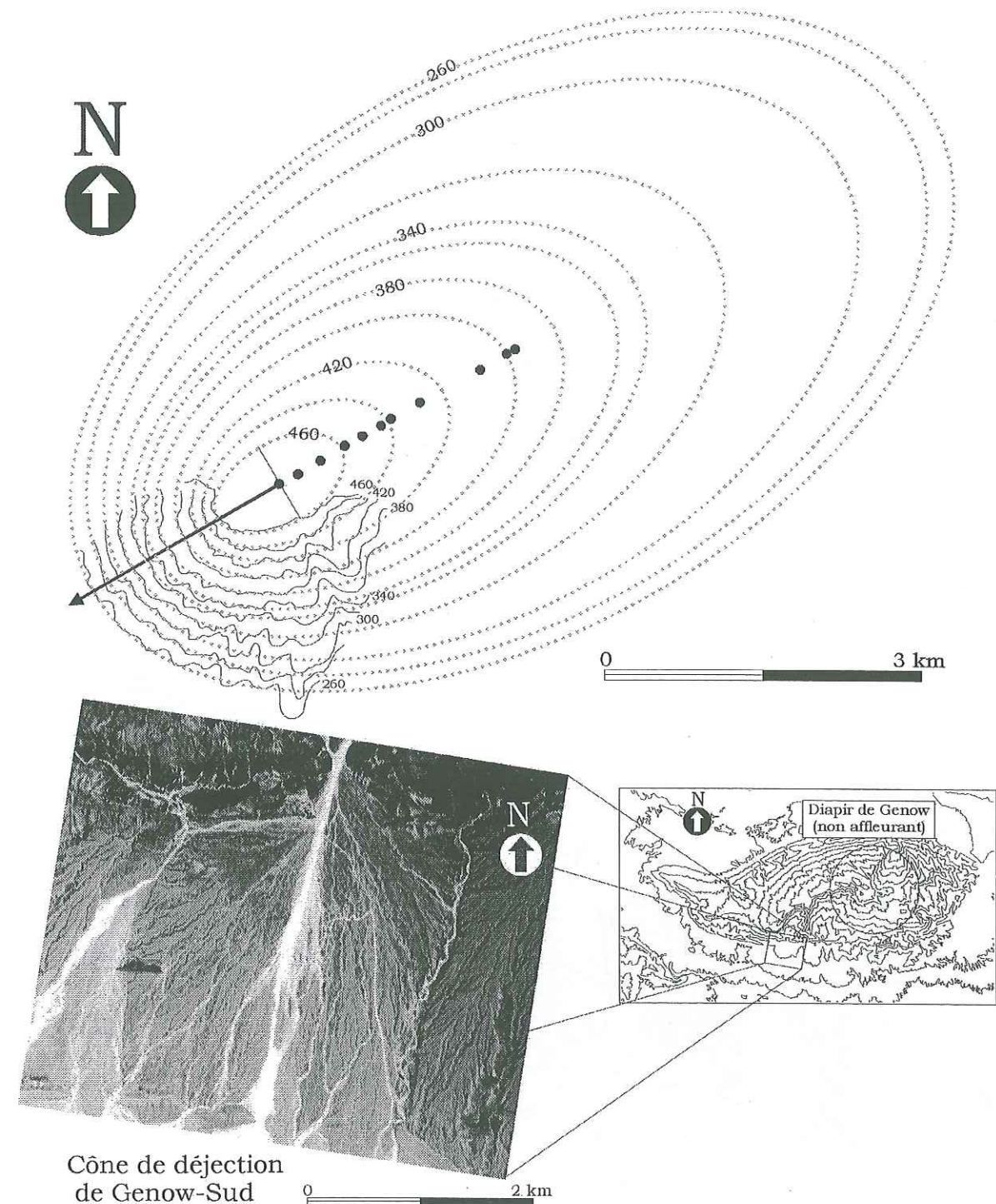


Figure III-152 Cône de Genow-Sud (CCE ; cf. 3-4-1-6) et direction du basculement (flèche).  
La localisation du cône est représentée sur un schéma topographique ainsi que sur un extrait de scène SPOT.



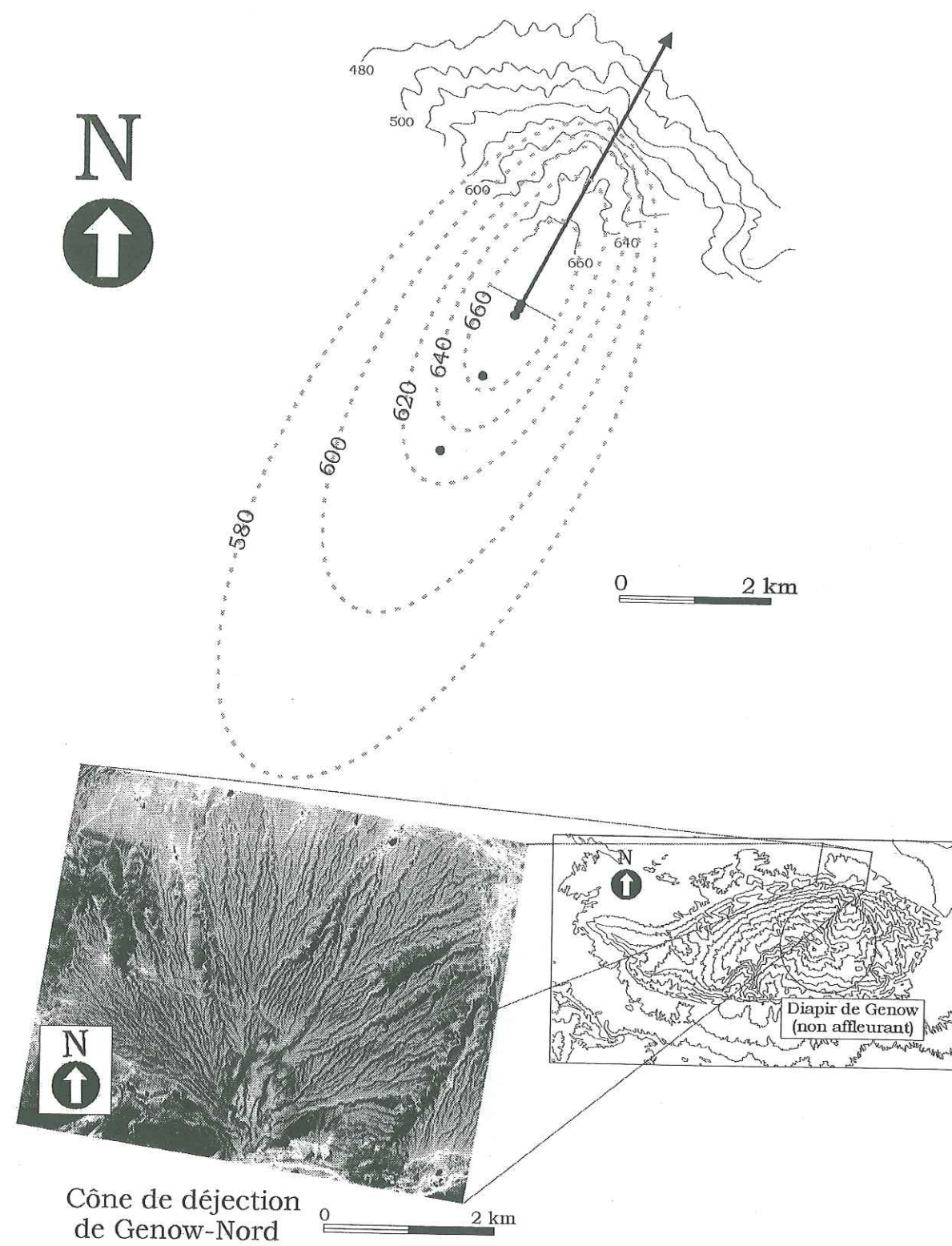


Figure III-153 Cône de Genow-Nord et direction du basculement (flèche).  
La localisation du cône est représentée sur un schéma topographique ainsi que sur un extrait de scène SPOT.

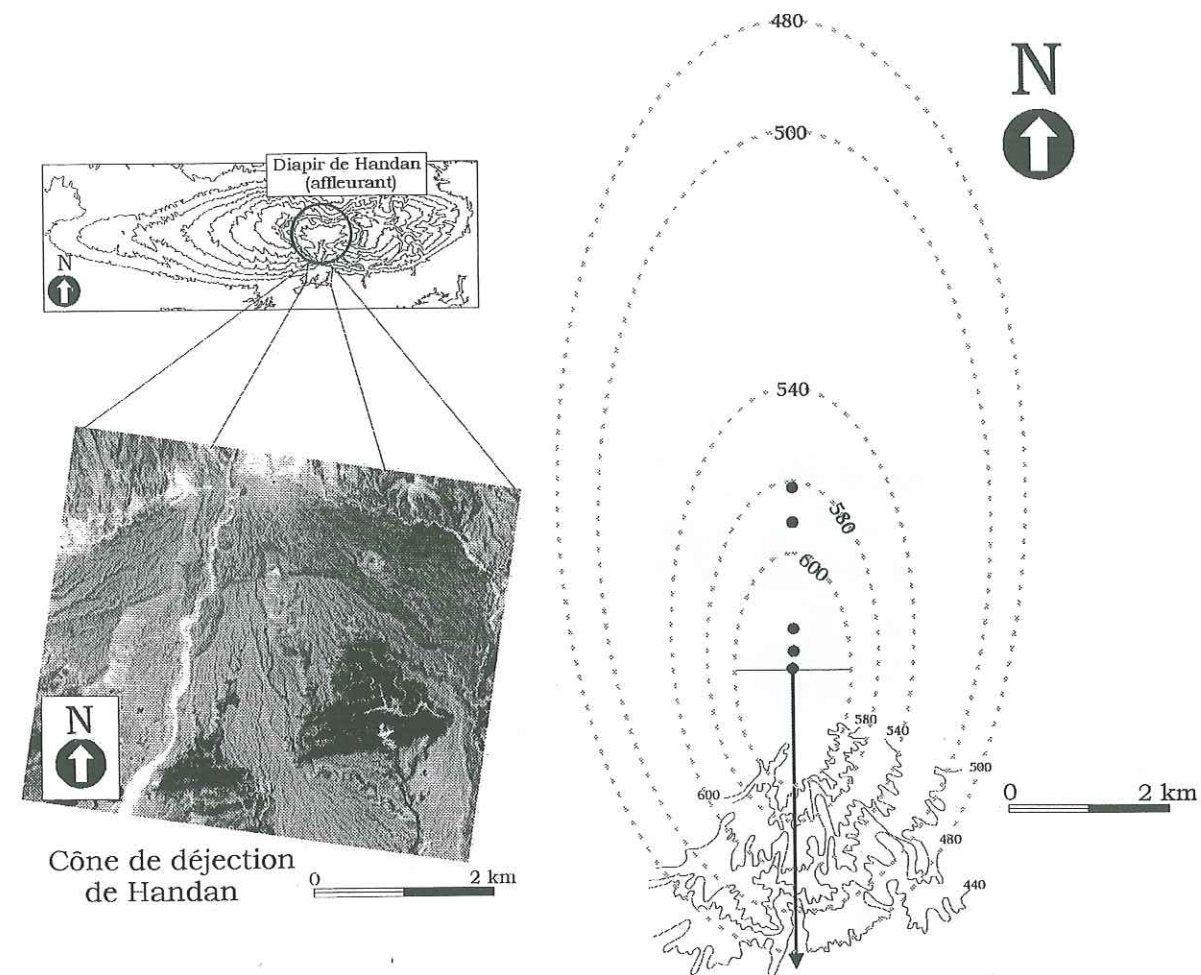


Figure III-154 Cône de Handan et direction de basculement (flèche).  
La localisation du cône est représentée sur un schéma topographique ainsi que sur un extrait de scène SPOT.



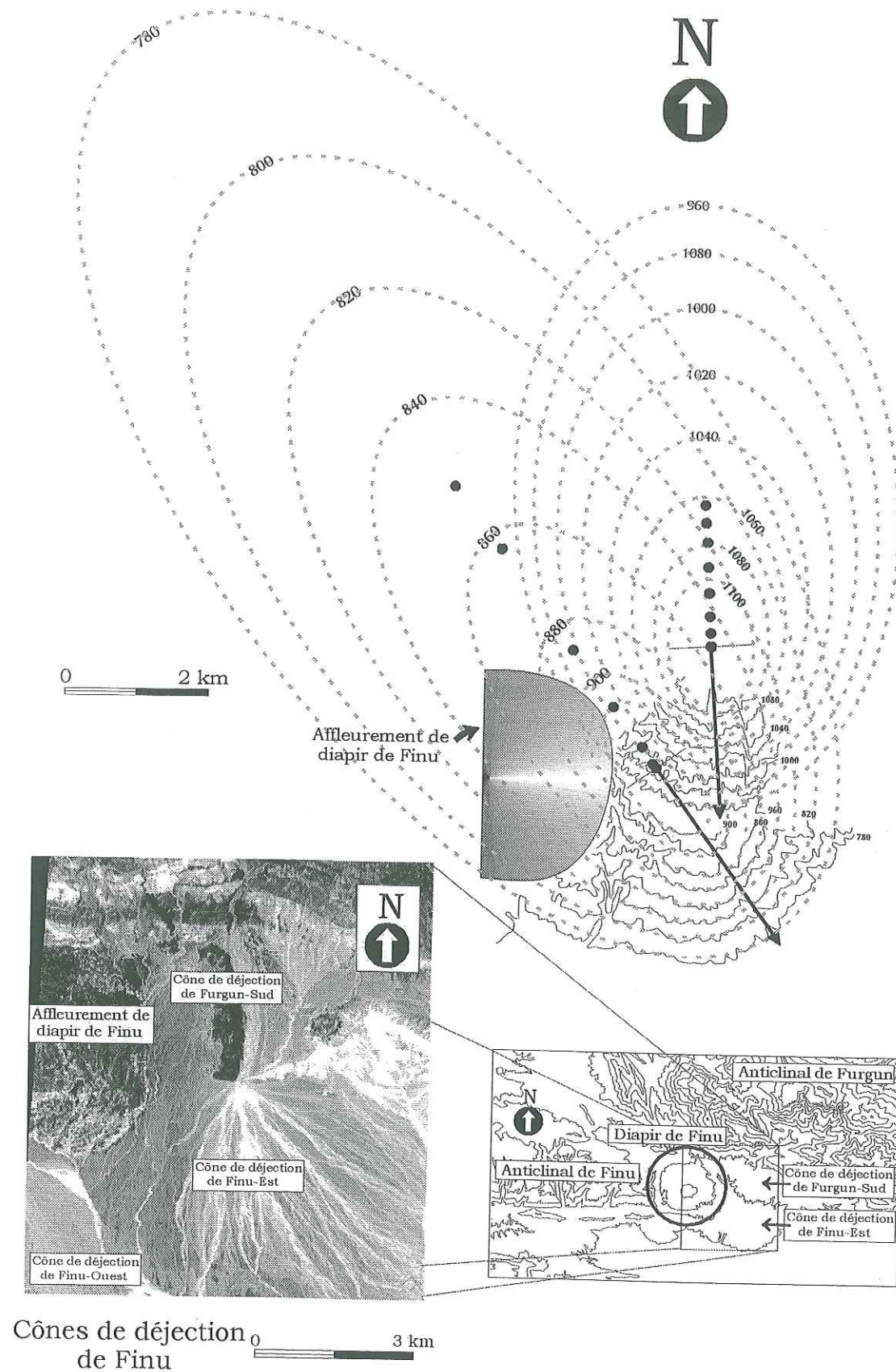


Figure III-155 Cône de Finu Est et Cône de Furgun-Sud et directions de basculement respectives (flèches). La localisation des cônes est représentée sur un schéma topographique ainsi que sur un extrait de scène SPOT.

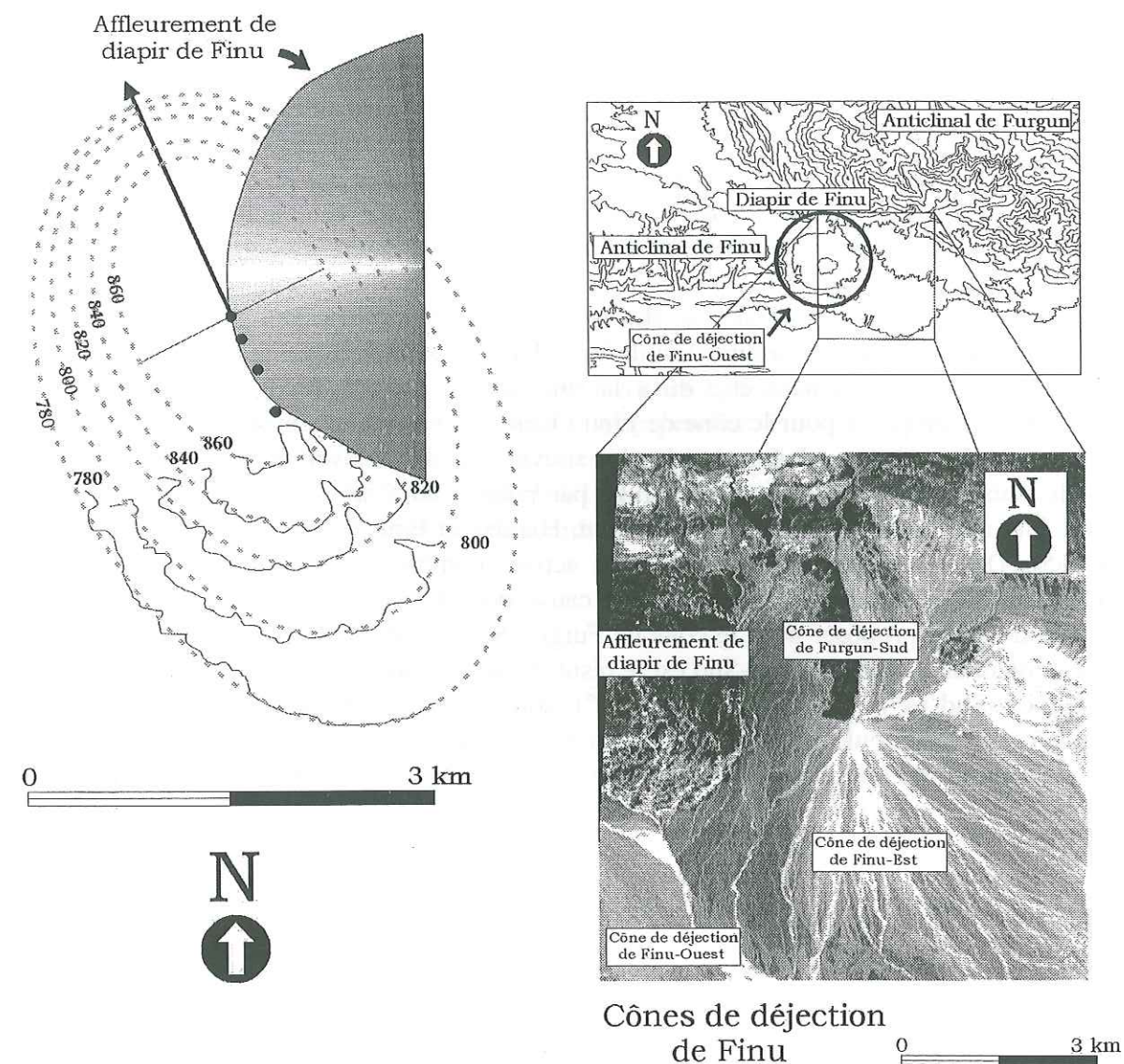


Figure III-156 Cône de Finu-Ouest et direction de basculement (flèche). La localisation du cône est représentée sur un schéma topographique ainsi que sur un extrait de scène SPOT.

Les valeurs  $\alpha$  et  $\beta$  sont calculées pour chacun des cônes (Tableau III-8).

Nom du cône	$\alpha$	$\beta$
Genow-CCE	5,0°	4,0°
Genow-Nord	6,0°	5,0°
Handan	3,0°	2,6
Furgun-Sud	3,2°	2,5°
Finu-Est	2,8°	2,4°
Finu-Ouest	5,1°	3,9°

Tableau III-8 Valeurs  $\alpha$  (angle d'ouverture du cône non-basculé) et  $\beta$  (angle de basculement du cône) pour chacun des cônes étudiés.



Des anomalies morphologiques des cônes sont révélées par les formes irrégulières des courbes de niveaux. Elles peuvent être dues à la présence de couches du Fars Group affleurant dans les cônes ou au basculement complexe et irrégulier des cônes.

Le basculement des cônes de déjection est un phénomène clairement associé aux diapirisme salifère lorsque la direction de basculement est radiale par rapport du centre du diapir. Ce basculement peut être dû à la subsidence au bord du diapir, comme il est possible de le proposer pour le cône de Finu-Ouest ou le basculement se fait vers le diapir (Figure III-156). Ce basculement est le plus souvent dû au soulèvement du diapir. Dans ce cas, le sens de basculement est centrifuge par rapport au diapir comme c'est le cas des cônes basculés de Genow-Sud, Genow-Nord, Handan et Finu-Est (Figure III-152 à Figure III-155). Dans une région tectoniquement active, comme le plissement du Zagros, le soulèvement des anticlinaux est aussi une cause pour le basculement des cônes, comme nous pouvons le proposer pour le cône de Furgun-Sud. En résumé, nous supposons que le basculement de 2,5° de Furgun-Sud est le résultat du plissement alors que les basculements de Genow-Sud (4°) et de Genow-Nord (5°), sont le résultat du soulèvement local d'un diapir associée au soulèvement de l'anticlinal. La différence de 1,5° à 2,5° entre les deux cas (Furgun d'une part et Genow d'autre part) pourrait correspondre à la contribution du diapir.

#### 3.6.6.1. *Taux de basculement des cônes de déjection*

Pour estimer le taux de basculement des cônes d'alluvions au voisinage des diapirs, nous avons cherché à dater les niveaux détritiques constitutifs de quelques cônes (cf. 3-3-4).

Nous partons de l'hypothèse que le cône résulte d'un dépôt rapide lié à des crues torrentielles, que son basculement est progressif et commence juste après la mise en place des dépôts et continue à ce jour. Nous ne discuterons donc pas de la localisation de l'échantillonnage dans le cône et nous supposons que les âges et les basculements sont homogènes, un échantillon étant représentatif de l'ensemble du cône duquel il a été extrait. Par ailleurs, nous supposons que les six cônes d'alluvions étudiés dans ce paragraphe présentent sensiblement le même âge. Cette hypothèse est justifiée par le fait que les faciès de ces cônes sont identiques, tout comme leur disposition structurale. Cette hypothèse est par ailleurs validée, à posteriori, par les âges, semblables, que nous avons obtenus.

Suite à la datation des échantillons d'alluvions (cf. 3-3-4), nous concluons que l'âge des alluvions des six cônes étudiés ont des âges compris entre 5000 ans et 8000 ans. Ces résultats sont rapportés aux angles de basculement de 2,5° à 5° mesurés par la méthode présentée au paragraphe précédent. Le taux de basculement moyen sur 1000 ans est donc de 0,5°. Ce taux de  $10^{-3}$ /an ne doit cependant pas être considéré comme un phénomène continu (cf. 1-6-2-6).

En effet, le diapirisme, comme nous l'avons déjà discuté, connaît des périodes d'accélération où le basculement des cônes est rapide et des périodes plus calmes. Par comparaison, le basculement lié au plissement s'est fait, pendant cette période, à une même vitesse, de 0,5° pour 1000 ans (cf. 3-6-5).

#### 3.6.7. *Relation entre diapirisme et fracturation*

Dans notre région d'étude comme dans toutes les régions diapiriques (cf. 1-6-2-2), les failles sont étroitement associées aux diapirs. Ces failles peuvent, dans certains cas, résulter de la poussée diapirique ; dans d'autre cas elles agissent comme des guides pour la montée de sel. Plusieurs associations de ce type peuvent être reconnues sur nos sites d'étude. Celles-ci sont déjà détaillées dans les paragraphes 3-5 ainsi que pour le site de Finu (cf. 3-4-1-4), le site de Darbast (cf. 3-4-1-5), le site de Genow (cf. 3-4-1-6) et le site de Khurgu (cf. 3-4-1-7). Nous ne les reprendrons pas ici.



*Chapitre IV Conclusions  
générales*



Dans ce travail, nous avons concentré notre étude sur deux régions : le Fossé d'Alsace en France et le Zagros en Iran. Dans chaque région, nous avons utilisé une série de données particulières afin d'étudier la déformation actuelle à l'apex des diapirs salifères.

Les deux contextes sont fort différents. Dans un cas (Fossé rhénan) il s'agit d'un diapirisme lié à un phénomène de compression modérée alors que dans l'autre cas (Zagros) le contexte est celui d'une chaîne d'avant pays. La profondeur de la couche de sel à l'origine du diapirisme est beaucoup plus importante dans le cas du Zagros. Il en résulte que les diapirs ont tous perdu leur liaison avec la couche nourricière, contrairement au cas du fossé rhénan où le diapirisme se manifeste par la présence de rides salifères. La disposition alignée des diapirs du Zagros pourrait cependant résulter d'une montée initiale sous forme de rides dont se sont échappées les masses de sel constitutives des diapirs actuels.

Dans le Fossé alsacien, une comparaison de nivellements révèle des déplacements verticaux actifs actuels des différentes parties du secteur étudié. En considérant un point fixe au milieu des profils, il apparaît un soulèvement différentiel (en moyenne de 1,5 mm/an) de la partie Est de la zone étudiée, par rapport à la partie Ouest. L'étude montre aussi un soulèvement actif supérieur à 2 mm/an au Nord de cette (région de Sélestat) et de 1 mm/an autour de Mulhouse. De plus, le long des profils, des soulèvements de courte longueur d'onde sont décelables dans les parties diapiriques. Quatre phénomènes,



tassement minier, compaction des terrains superficiels, soulèvement diapirique et tectonique active, peuvent être envisagés pour expliquer les déplacements verticaux dans cette région. Nous avons écarté les deux premières causes et retenu que l'activité diapirique et la néotectonique sont les seules causes pouvant expliquer les mouvements verticaux différentiels observés. Ces résultats sont confirmés par l'étude des anomalies du réseau hydrographique.

Dans le détail, l'activité des masses salifères est particulièrement visible sur les profils de nivellements recoupant les rides salifères obliques (1 mm/an entre l'apex de la ride et les zones voisines). Par comparaison, la ride salifère longitudinale ne montre pas une activité aussi forte au niveau des profils qui la recoupent. Cependant, un mouvement différentiel de 0,5 mm/an a été mesuré à l'apex de la ride salifère longitudinale (entre le bassin de l'III et la zone située juste à l'Est). Cette valeur pourrait correspondre à une activité, plus modeste, de la ride longitudinale. Cette différence du soulèvement de la ride salifère a été expliquée par l'effet du champ de contrainte actuel. La ride diapirique orientée NW-SE est parallèle à l'axe de la contrainte principale maximale connu dans la région. La montée de sel pourrait être ainsi facilitée par ce champ de contrainte régional. Par contre l'orientation N-S de la ride axiale est moins favorable à une ouverture permettant la remontée de sel. Nous avons donc prouvé l'activité actuelle des rides salifères d'Alsace, avec une vitesse de soulèvement différentiel de 0.5 mm/an à 1 mm/an.

Dans la deuxième partie de notre travail, nous avons étudié le diapirisme salifère dans la région située au Nord de Bandar Abbas, à la limite orientale du Zagros. Sept sites diapiriques ont été identifiés. Ce sont les sites de Handan, de Murun, de Gashu, de Finu, de Darbast, de Genow et de Khurgu. Quatre de ces sites ont fait l'objet d'une étude détaillée.

Des cartes topographiques ont été numérisées afin de pouvoir faire une analyse combinée du réseau hydrographique et d'un modèle numérique de terrain. Un couple de scènes SPOT stéréoscopique a servi à élaborer un autre MNT, plus précis. La prise en compte de points d'appui mesurés par GPS améliore fortement la précision de ce deuxième type de MNT.

Nous avons mis en évidence cinq familles de linéaments :

- deux familles N10°E à N30°E et N140°E à N 160°E (NNE-SSW et NNW-SSE) ; elles témoignent d'accidents superficiels conjugués et récents, liés au régime de compression N-S actuel de la région ;
- une famille N40°E à N70°E (NE-SW) mise en liaison avec des accidents senestres crustaux, sur lesquels les plis se développent en échelon ;
- une famille N110°E à N150°E (NW-SE) dont il n'est pas clairement prouvé qu'elle puisse correspondre à des accidents ;
- et une famille N80°E à N100°E (E-W) qui est la direction générale du plissement.

Malgré le passage du linéament d'Oman (N-S) à l'Est de notre région d'étude, nous n'avons pas pu caractériser cette direction en évidence.

Nous avons utilisé une nouvelle méthode dite *Selligne* permettant d'identifier des alignements de diapirs. Quatre directions N-S, NE-SW, NW-SE, et E-W ont été mises en

évidence à une échelle régionale. Certain de ces linéaments ont été confirmés par l'étude de terrain dans la région de Bandar Abbas.

Sur le site de Finu, l'activité actuelle du diapir est révélée d'abord par un fluage du sel de quelques centimètres par jour en surface. Cet affleurement, situé à quelques centaines de mètres du chevauchement de Furgun-Darbast laisse envisager que le diapir de Finu a profité de cette faille pour arriver à la surface. Nous avons concentré notre travail sur les couches d'alluvions holocènes situées au contact du diapir et noté la présence d'alluvions non basculées en deux endroits : au contact et au-dessus de l'affleurement de sel. Par datation des alluvions, nous avons calculé une vitesse de soulèvement pour le Quaternaire récent de 2,5 cm/an à 60 cm/an, respectivement autour et au-dessus de l'affleurement de sel. L'absence de déformation des alluvions au contact du diapir suggère que celui-ci a perdu toute force répulsive et que le fluage est essentiellement central et vertical. Une étude des cônes de déjection environnants a été aussi réalisée. Elle met en évidence un basculement radial de 2,4° à 3,9° pour les cônes de déjection en contact direct avec le sel.

Sur le site diapirique de Darbast, la discontinuité entre les couches de la série évaporitique de Hormuz et les alluvions témoigne de l'érosion d'une partie de cette série évaporitique. Selon la datation des alluvions effectuée sur ce site, la mise en place des affleurements de sel est datée entre 1,65 Ma et 8000 ans. Sur ce site et à proximité des affleurements de sel, nous avons également mis en évidence la séparation de deux drainages au bord de la zone d'inflation du diapir. Cette anomalie est liée au soulèvement du diapir. Trois étapes d'évolutions ont été proposées pour la mise en forme actuelle de ce réseau hydrographique.

En ce qui concerne le site de Genow, les affleurements de la série évaporitique de Hormuz au NE de l'anticlinal ainsi que la morphologie générale du pli permettent de penser qu'il existe un diapir au cœur de cet anticlinal. Celui-ci est probablement plus proche de la surface du côté Est. Au NE, les affleurements de la série de Hormuz ne montrent cependant pas de traces d'activité actuelle. En revanche, les deux cônes de déjection au Nord et au Sud de l'anticlinal sont basculés de 4° à 5°. Les directions du basculement sont centrifuges, vers la périphérie de l'anticlinal. Ceci prouve le soulèvement local de la partie centrale au Sud de l'anticlinal. La disposition des cônes d'alluvions et des drainages témoigne aussi de l'existence d'un mouvement vertical différentiel dans le secteur Sud. Celui-ci pourrait s'expliquer, soit par la présence d'une masse salifère remontant vers la surface soit par une simple hétérogénéité de la déformation tectonique locale. La disposition radiale de linéaments autour de ce site peut aussi s'expliquer par la poussée d'un diapir salifère caché. Sur ce site nous suspectons des mouvements verticaux différentiels.

Sur le site de Khurgu, nous avons mis en évidence une zone de subsidence de 300 m de dénivélé, à l'Est de l'affleurement de la série de Hormuz. Cette subsidence ne se répercute pas encore sur la morphologie du réseau hydrographique. Nous avons observé un déplacement latéral dextre entre la partie Est de l'affleurement de sel (anticlinal de Khurgu-Nord) et sa partie Ouest (terminaison de l'anticlinal de Khurgu-Nord). Le fluage massif du sel vers l'Est (au niveau de la terminaison Nord de l'affleurement de Hormuz) et le changement de direction des couches du Fars Group juste au NW de l'affleurement de Hormuz, confirment ce type de mouvement. Ces observations permettent d'envisager la



présence d'une faille dextre qui passerait sous l'affleurement de sel. Elle aurait facilité l'affleurement de sel sur ce site.

En résumé, l'activité actuelle des diapirs de Finu et de Khurgu est prouvée. En revanche les diapirs de Darbast et de Genow ne montrent pas d'indice d'activité actuelle.

Du point de vue de leurs phases d'activité, les diapirs salifères étudiés peuvent être répartis en 3 groupes :

- diapirs dans une phase non affleurante comme ceux de Genow et de Murun, dans la région de Bandar Abbas et ceux de Nakh et de Gardan en dehors de cette région ;
- diapirs dans une phase affleurante active comme les diapirs de Finu et de Khurgu dans la région de Bandar Abbas ;
- diapirs dans une phase affleurante passive comme les diapirs de Darbast, de Gashu et de Handan dans la région de Bandar Abbas et le diapir de Kaftar dans la région de Kazerun.

En ce qui concerne leur liaison avec l'orogénèse du Zagros, nous proposons que les diapirs de Gashu, de Darbast, de Handan et Kaftar soient contemporains du plissement, car liés aux anticlinaux. Le Finu et le Khurgu sont deux affleurements post plissement. Ces affleurements qui ont une forme plus au moins circulaire, ont atteint la surface à l'Holocène.

La liaison entre les affleurements de sel et les alluvions récentes montre que le diapir actif de la région de Bandar Abbas (Finu) est arrivé à l'affleurement entre 30000 et 5000 ans B.P.. L'irrégularité des dépôts d'alluvions sur les affleurements de la série de Hormuz montre que le taux de soulèvement n'a pas été constant. Ceci nous empêche de proposer un taux fixe pour le soulèvement des diapirs. Mais en général, un taux de soulèvement supérieur à 2 cm/an pendant la période de forte activité des diapirs est réaliste. Actuellement, les diapirs traversent manifestement une période de faible soulèvement de l'ordre de 1 cm/an.

Nous proposons que le basculement du cône de déjection de Furgun-Sud de  $2,5^\circ$ , soit uniquement le résultat du plissement du Zagros alors que les basculements des cônes de déjection de Genow-CCE ( $4^\circ$ ) et de Genow-Nord ( $5^\circ$ ), résultent du soulèvement local d'un diapir combiné à la formation de cet anticlinal. La différence de  $1,5^\circ$  à  $2,5^\circ$  de la valeur du basculement pourrait être due au soulèvement pur du diapir. En supposant l'âge entre 5000 ans et 8000 ans pour les alluvions de la région, un taux de basculement moyen de  $0,5^\circ$  pour 1000 ans lié au diapirisme est donc probable. Ce phénomène ne doit cependant pas être considéré comme continu, car le diapirisme connaît des périodes d'accélération où le basculement des cônes est rapide et des périodes plus calmes. Par comparaison, le basculement lié au plissement s'est fait, pendant cette période à une même vitesse de  $0,5^\circ$  pour 1000 ans.

Les taux de soulèvement de sel liés au diapirisme et à la tectonique au Zagros sont dix fois supérieures à ceux mesurés dans le fossé d'Alsace. Cette importante différence pourrait résulter de la profondeur de l'apex du sel 1500 m en Alsace, subaffleurant du Zagros). On noterait ainsi une importante accélération de la déformation lorsque le sel s'approche de la surface. Une mesure de ces effets par comparaison de nivellement pourrait permettre de confirmer et affiner nos conclusions.



## Bibliographie

- ADAMIA. S., BERGOUGNAN H., FOURQUIN C., HAGHIPOUR A., LORDKIPANIDZE M., OZGÜL N., RICOU L.E. & ZAKARIADZE G. (1980), The alpine middle east between the Aegean and the Oman traverses, in AUBOUIN J., DEBELMAS J. & LATREILLE M., *Geology of the Alpine chains born of the Tethys, Bureau de Recherches Géologiques et Minières, Mém. 115*, P. 122-134.
- A. E. O. I. (1993), Regional Geological reconnaissance of salt plug in eastern Zagros, *AEOI*, P. 85-106.
- AHMADZADEH HERAVI M., HOUSHMANDZADEH M.A. & NABAVI M.H. (1990), New concepts of Hormoz formation's stratigraphy and the problem of salt diapirism in south Iran, *Symposium on Diapirism with special refrence to Iran*, V. 1, P. 1-22.
- AHORNER L. (1975), Present-day Stress field and seismotectonic block movements along major fault zones in central Europe, *Tectonophysics*, V. 29, P. 233-249.
- AHORNER L., BAIER B. & BONJER K.P. (1983), General pattern of seismotectonic dislocations and earthquake generating stress field in central Europe between the Alps and the North sea, *FUCHS K. et al (editors)*, P. 187-197.
- ALA M.A. (1974), Salt diapirism in southern Iran, *The American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, V. 58, 9, P. 1758-1770.
- ALA M. A. (1990), Seventy-five years of petroleum exploration and production in the Zagros basin of southwest Iran, *Seventy-five years of progress in oil field science & technology, Balkema, Rotterdam*, P. 61-76.
- ALAVI M. (1980), Tectonostratigraphic evolution of the Zagrosides of Iran, *Geology*, V. 8, P. 144-149.
- ALAVI M. (1994), Tectonics of the Zagros orogenic belt of Iran: new data and interpretations, *Tectonophysics*, V. 229, P. 211-238.
- AMBRASEYS N.N. (1978), The relocation of epicentres in Iran, *Geophy. J. R. Astron. Soc.*, V. 53, P. 117-121.
- AMBRASEYS N.N. & MELVILLE C. (1982), A history of persian earthquakes, *Cambridge University Press, Cambridge*, 219 PP.
- BAIER B. & WERNIG J. (1983), Microearthquake activity near the Southern border of the Rhenish Massif, *K.Fuchs et al (editors)*, P. 222-227.
- BELDERSON R.H., KENYON N.H. & ARTHUR A.H. (1978), Local submarine salt-karst formation on the Hellenic Outer Ridge, eastern Mediterranean, *Geology*, V. 6, P. 716-720.
- BELLAIR P. & POMEOL C. (1982), *Eléments de géologie, Armand Colin*, 495 PP.
- BERBERIAN M. (1979), Evaluation of the instrumental and relocated epicentres of the Iranian earthquakes, *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, V. 58, P. 625-630.
- BERBERIAN M. (1976), Contribution to the seismotectonics of Iran, part II, *Geological Survey of Iran, Report 39*, 516 PP.
- BERBERIAN M. (1981), Active faulting and tectonics of Iran, in Zagros, HinduKush, Himalaya-Geodynamic Evolution, *Geodyn. Ser.*, 3, edited by GUPTA H. & DELANEY F., A. G. U., Washington, D.C., P. 33-69.
- BERBERIAN M. (1995), Master "blind" thrust faults hidden under the Zagros folds: active basement tectonics and surface morphotectonics, *Tectonophysics*, V. 241, P. 193-224.



- BERBERIAN M. & KING G.C.P. (1981), Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran, *Can. J. Earth Sci.*, V. 18, P. 210-265.
- BERGERAT F. (1987), Paléo-champs de contrainte tertiaire dans la plateforme européenne au front de l'orogène alpin, *Bull. Soc. Géol. Fr., Paris*, V. 8, III, 3, P. 611-620.
- BERGERT F. & GEYSSANT J. (1980), La fracturation tertiaire de l'Europe du nord : résultat de la collision Afrique-Europe, *C. R. Acad. Sci., Paris*, V. 290, P. 1521-1524.
- BERNER H., RAMBERG H. & STEPHANSSON O. (1972), Diapirism in theory and experiment, *Tectonophysics*, V. 15, P. 197-218.
- BISHOP R. (1978), Mechanism for emplacement of piercement diapirs, *The American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, V. 62, 9, P. 1561-1583.
- BLANALT J-G., HAM P., HAMEURT J., HILDWEIN G., HIRLEMANN G., HIRTH C., JACQUET P., KERN B., LAUBACHER G., SCHIRARDIN J., TRICART J., VOGT H., & VON ELLER J.P. (1970), Carte Géologie de France (1/50000), feuille Sélestat Orléans : BRGM.Eds.
- BLANALT J-G., DELLENBACH J., HASEMANN W., HIRLEMANN G., HIRTH C., KESSLER P., RUHLAND M., SCHREINER W., THEOBALD N., TRICART J., VOGT H., VON ELLER J.P., WIMMENAUER W. & WOLFF C. (1972), Carte géologie de France (1/50000), feuille Colmar-Artolsheim (342-343). Orléans : BRGM.Eds.
- BLANALT J-G., HUDELEY H., MAROCKE R., METTAUER H., MENILLET F., THEOBALD N., TRICART J. & USSELMANN P. (1977), Carte Géologie de France (1/50000), feuille Neuf-Brisach-Obersaasheim (378-379). Orléans, BRGM.Eds.
- BLANC-VALLERON M.M. & GANNAT E. (1985), Cartographie de surface du Salifère supérieur du bassin potassique de Mulhouse (Oligocène, Alsace), *Bull. Soc. Géol. Fr.*, Paris, V. 8, I, P. 823-836.
- BLANFORD W.T. (1872), Note on the geological formations seen along the coasts of Biluchistan and Persia from Karachi to the head of the Persian Gulf and of some Gulf Islands, *Rec. Geol. Surv. India.*, V. 5, 2, P. 41-45.
- BONJER K.P. & FUCHS K. (1979), Real time monitoring of seismic activity and earthquake mechanisms in the Rhinegraben area as a basis for predictions. In earthquake predication, *European Seminar Strasbourg, E. S. A.*, SP-149, P. 57-62.
- BONJER K.P., GELKE C., GILG B., ROULAND D., MAYER-ROSA D. & MASSINON B. (1984), Seismicity and dynamics of the Upper Rhinegraben, *Jour. Geophys.*, V. 55, P. 1-12.
- BREYER F. (1974), Structure and developement of the southern part of the Rhine graben according to geological observations, in Approaches to Taphogenesis, *ILLIES J.H. & FUCHS K., editors*, P. 145-155.
- BRUN J-P., WENZEL F. & the ECORS-DEKORP Team (1991), Crustal scale structure of the southern Rhine Graben from ECORS-DEKORP seismic reflection data, *Geology*, V. 19, P. 758-762.
- BURG J-P. (1988), L'environnement du graben : les Vosges cristallophylliennes ; histoire varisque, in *Rapport d'implantation du profil ECORS-DEKORP du Rhin, IFP, INSU, (CNRS), SNEAP, IFREMER*, P. 65-75.
- BURG J-P., VAN DEN DRIESSE J. & BRUN J-P. (1994), Syn- to post-thickening extension : mode and consequences, *C. R. Acad. Sci., Paris*, V. 319, II, P. 1019-1032.
- BUSHARA M.N. (1995), Subsurface structure of the eastern edge of the Zagros basin as inferred from gravity and satellite data, *The American Association of Petroleum Geology Bulletin*, V. 79, 9, P. 1259-1274.

- CANÈROT J. (1989), Distensions mésozoïques et halocinèse dans les Ibérides (Espagne), *Bull. Soc. Géol. Fr.*, V. 5, P. 905-912.
- CARTER N.L. & HANSEN F.D. (1983), Creep of rocksalt, *Tectonophysics*, V. 92, P. 275-333.
- CHOROWICZ J., DEFFONTAINES B. & VILLEMIN T. (1989), Interprétation des structures traverses NE-SW du fossé rhénan en termes de failles de transfert. Apport de données multisources, *C. R. Acad. Sci., Paris*, V. 309, II, P. 1067-1073.
- CHOROWICZ J. & DEFFONTAINES B. (1993), Transfer faults and pull-apart model in the rhingraben from analysis of multisource data, *J. Geophys. Research*, V. 98, B8, P. 14339-14351.
- CNPRMHEC (1998), Rapport d'analyse de Thermoluminescence sur deux échantillons d'alluvions dans la région de Bandar Abbas, *Centre National de la Protection et de la Réparation des Monuments Historiques et Culturels d'Iran*, rapport en persan, 16 PP.
- COLLINA J. & GRIBOULARD R. (1993), Le réseau de drainage comme marqueur structural : application au plateau de Valensole (Alpes de haute province, France), *Bull. Inst. Géol. Bassin d'Aquitaine, Bordeaux*, V. 53, P. 65-76.
- COLMAN-SADD S.P. (1978), Fold development in Zagros simply folded Belt, Southwest Iran, *The American Association of Petroleum Geology Bulletin*, V. 62, P. 984-1003.
- CORRIGAN J. & SWEAT M. (1995), Heat flow and gravity responses over salt bodies: A comparative model analysis, *Geophysics*, V. 60, 4, P. 1029-1037.
- COURTOT C., GANNAT E. & WENDLING E. (1972), Le bassin potassique de Mulhouse et ses environs. Etude du Tertiaire, *Sci. Géol. Bull.*, V. 25, 2-3, P. 69-91.
- DARWISHZADEH A. (1990), General characteristics of infracambrian salts in Persian Gulf, *Symposium on Diapirism with special refrence to Iran*, V. 1, P. 81-108.
- DAUDRE B. & CLOETINGH S. (1994), Numerical modelling of salt diapirism: influence of the tectonic regime, *Tectonophysics*, V. 240, P. 59-79.
- DAVISON I., INSLEY M., HARPER M., WESTON P., BLUNDELL D., MCCLAY K. & QUALLINGTON A. (1993), Physical modelling of overburden deformation around salt diapirs, *Tectonophysics*, V. 228, P. 255-274.
- DAVOUDZADEH M. (1990), Some dynamic aspects of the salt diapirism in the Southern Iran, *Symposium on diapirism with special refrence to Iran*, V. 2, P. 97-107.
- DAWSON J.B., SMITH J.V. & DELANEY J.S. (1978), Halokinesis and thermal convection, *Nature*, V. 273, P. 741-743.
- DEFFONTAINES B. (1990), Développement d'une méthodologie d'analyse morphostructurale et morphonéotectonique, analyse des surfaces enveloppes du réseau hydrographique et des modèles numériques de terrain, applications au Nord-Est de la France, *Thèse de doctorat, Université de Pierre & Marie Curie, Paris VI*, 195 PP.
- DEFFONTAINES B., CADET J-P. & FOURNIGUET J. (1991/92), L'analyse des surfaces enveloppes appliquée à l'étude morpho-structurale de l'Est de la France, *Geodinamica Acta*, V. 5, 4, P. 279-292.
- DEFFONTAINES B. & CHOROWICZ J. (1991), Principles of drainage basin analysis from multisource data: Application to the structural analysis of Zaire Basin, *Tectonophysics*, V. 194, P. 237-263.
- DEFFONTAINES B., CHOTIN P., AIR BRAHIM L. & ROZANOV M. (1992), Investigation of active faults in Morocco using morphometric methods and drainage pattern analysis, *Geologische Rundschau*, V. 81/1, P. 199-210.
- DE GRACIANSKY P.C., RUDKIEWICZ J-L. & SAMEC P. (1986), Tectonique salifère d'âge jurassique dans la zone subbriançonnaise (Alpes de Savoie, France). Rôle dans



- le découpage en nappes de charriage et leur progression, *C. R. Acad. Sci., Paris*, V. 302, II, 14, P. 891-896.
- DEHGHANI G. & MAKRIJIS J. (1983), The gravity field and crustal structure of Iran, *Geol. Surv. Iran Rep.*, in Persian, 51, P. 51-68.
- DE METS C., GORDON R.G., ARGUS D.F. & STEIN S. (1990), Current plate motions, *Geophys. J. Int.*, V. 101, P. 425-478.
- DE SITTER L.U. (1964), Structural Geology, *McGraw-Hill Book Company*, 551 PP.
- DUQUENNE H. & JEANNOT M. (1989), Le réseau français de nivellement de précision : préparation à la rédaction du schéma directeur de la géodésie, *Rapport IGN 27.522*, SGN, NY/G, 59, 20 PP.
- DURAND A. (1995), Conséquences géomorphologiques de phénomènes néotectoniques dans le bassin du lac Tchad: modifications du réseau hydrographique et origine du pseudo-rivage du Mégachad dans la région du Kazzel (République du Niger), *C. R. Acad. Sci., Paris*, V.321, II a, P. 223-229.
- ECORS-DEKORP (1988), Rapport d'implantation du profil ECORS-DEKORP Graben du Rhin, *Programme Ecors*, 120 PP.
- EDEL J.B. (1975), Structure de la croûte terrestre sous le fossé Rhénan et ses bordures, *Thèse Doct. Ing. I.P.G.*, Strasbourg, 207 PP.
- EDEL J.B. (1978), Contribution du magnétisme et de la gravimétrie à la connaissance du socle varisque dans l'Est de la France et le Sud de l'Allemagne, *Sci. Geol. Bull.*, V. 31, 2, P. 45-55.
- EDEL J.B. FUCHS K., GELBKE C. & PRODEHL C. (1975), Deep structure of the southern Rhinegraben area from seismic refraction investigation, *J. Geophys.*, V. 41, P. 333-356.
- EDGEHLL H.S. (1989), Infracambrian salt basins of the Persian Gulf and their role in prolific hydrocarbon generation, *28<sup>th</sup> International Geological Congress, Washington D.C.*, Abstracts, 433-434.
- EDGEHLL H.S. (1991), Proterozoic salt basins of the Persian gulf area and their role in hydrocarbon generation, *Precambrian Research*, V. 54, 1-14.
- EDGEHLL H.S. (1996), Salt tectonism in the Persian Gulf Basin, In: ALSOP G.I., BLUNDELL D.J. & DAVISON I. (1996), Salt Tectonics, *Geological Society Special Publication*, Sp. V. 100, P. 129-151.
- EISBACHER G.H., LUSCHEN E., & WICKERT F. (1989), Crustal-scale thrusting and extension in the Hercynian Schwarzwald and Vosges, Central Europe, *Tectonics*, V. 8, P. 1-21.
- ESPAHBOD M.R. (1990), The effet of compressional-tangential mecanism in creating of salt diapirs and their relationship with acid-alkalin volcanites and lithophile elements, *Symposium on Diapirism with special refrence to Iran*, V. 1, P. 219-236.
- EWING M. & EWING J.I. (1962), Rate of salt dome growth, *The American Association of Petroleum Geology Bulletin*, V. 46, P. 708-709.
- FALCON N. (1967), The geology of the North-East margin of the Arabian basement shield, *Adv. Sci. London*, V. 24, P. 31-42.
- FALCON N.L. (1969), Problems of the relationship between surface structure and deep displacements illustrated by the Zagros Range, in P.E. Kent, G.E. Satterthwaite & A.M. SPENCER, edu., sp., Pub.3, Time & Place in Orogeny, *Geol. Soc. London*, P. 9-22.
- FALCON N.L. (1974), Southern Iran : Zagros mountains, in SPENCER A.M. , edu., Mesozoic and Cenozoic orogenic belts : Data for orogenic studies : *Geological Society of London Sp.*, V. 4, P. 199-211.

- FARHOUDI G. (1978), A comparison of Zagros geology to island arcs, *Journal of Geology*, V. 86, P. 323-334.
- FARHOUDI G. & POLL K. (1992), A morphotectonic study of environmental impact on ground water in southern Iran and under the Persian Gulf, *Geologische Rundschau*, V. 81/2, P. 581-587.
- FLUCK P., EDEL J.B., GAGNY C., MONTIGNY R., PIQUE A., SCHNEIDER J.L. & WHITECHURCH H. (1987), Le socle vosgien, segment de la chaîne varisque d'Europe. Etat des connaissances, proposition d'axes de recherches. *BRGM*, 132 PP.
- FORD D., WILLIAMS P. (1989), Karst geomorphology and hydrology, *Unwin Hyman*, 601 PP.
- FOURNIGUET J. (1987), Géodynamique actuelle dans le Nord et le Nord-Est de la France. Apport des comparaisons de nivellements, *Mémoire du BRGM*, 127, 173 PP.
- FÜRST M. (1990), Strike-slip faults and diapirism of the South-Eastern Zagros ranges (Islamic Republic of Iran), *Symposium on diapirism with special refrence to Iran*, V. 2, P. 149-181.
- GANSSEER A. (1960), Über Schlammvulkane und Salzdome, *Naturf. Gesell. Zurich Vierteljahrsschr.*, V. 106, 1, P. 1-46.
- GANSSEER A. (1992), The enigma of the Persain salt dome inclusions, *Eclogae geol. Helv.* V. 85/3, P. 825-846.
- GILL W.D. & ALA M.A. (1972), Sedimentology of Gachsaran Formation (Lower Fars Series), Southwest Iran, *The American Association of Petroleum Geology Bulletin*, V. 56, 10, P. 1965-1974.
- GOLDSTEIN A.G., COLLINS E.W. (1984), Deformation of Permian strata overlying a zone of salt dissolution and collapse in the Texas Panhandle, *Geology*, V. 12, P. 314-317.
- GOUDARD V. (1997), Calcul automatique d'un MNT d'altitude appliqué à la détection des déformations récentes, *Mémoire de diplôme d'ingénieur ESGT, Ecole Supérieure des Géomètres Topographes*, 70 PP.
- GUBLER E., KAHLE H.G., KLINGELE E., MUELLER S. & OLIVIER. (1981), Recent crustal movements in Switzerland and their geophysical interpretation, *Tectonophysics*, V. 71, P. 125-152.
- GUGLIELMO G. JR., JACKSON M.P.A. & VENDEVILLE B.C. (1997), Three dimensional visualization of salt walls and associated fault systems, *The American Association of Petroleum Geology Bulletin*, V. 81, 1, P. 46-61.
- GUSSOW W.C. (1968), Salt diapirism: energy source of emplacement, *The American Association of Petroleum Geologists, Mem.*8, P. 16-52.
- HARRISON J.V. (1930), The geology of some salt plugs in Larestan, South Persia : *Geol. Soc. London. Quart. Jour.*, V. 86, P. 463-522.
- HARRISON J.V. (1931), Salt domes in Persia, *J. Inst. Petrol. Technol.*, V. 17, 91, P. 300-320.
- HARRISON J.V., FALCON N.L., ALLISON A., HUNT J.A. MAILLING P.B., GAME P.M., JOWETT M.W., DE BOCKH H., GRAY K.W., SHAW G.M., COX P.T., TAITT A.H. & BOILEAU V.H. (1975), Geological map of Bandar Abbas, 1/250000, *Geological survey of Iran*.
- HAYNES J. & MCQUILLAN H. (1974), Evolution of the Zagros sature zone, southern Iran, *The Geological Society of American Bulletin*, V. 85, P. 739-744.



- HEARD H. C., (1972), Steady-state flow in polycrystalline halite at pressure of 2 kilobars, in HEARD H. C., and others ed., Flow and fracture of rocks, *American Geophysical Union Geophysical Monograph Series*, V. 16, V. 191-210.
- HEYER D. (1978), Experimente mit viskosen Flüssigkeiten zur nachahmung von Salzstrukturen, *Geol. Jb.*, E12, P. 31-51.
- HEYER D. (1979), Modellversuche zum Salzdiapirismus mit viskosen flüssigkeiten, *Geol. Jb.*, E16, V. 39-51.
- HIRN A. (1976), Sondages sismiques profonds en France, *Bull. Soc. Géol. Fr.*, V. 7, 18, P. 1065-1071.
- HOCQUET J.-C. (1989), Le sel de la terre, *Du May*, 179 PP.
- HOLDAHL S. (1975), Models and strategies for computing vertical crustal movements in the United States, *Int. Symp. on recent crustal movements, XVIème Gen. Ass. UGGI, Grenoble, France*, 13 PP.
- HOUSHMAND ZADEH A., JAFARI A. & MORTAZAVI M. (1989), Reconnaissance studies of South-East Iran salt plugs, *Submitted to Governary of Hormozgan, Report in Persian*.
- HUBER H. (1977), Geological map of Iran sheet No : 5, South-Central Iran, 1/1000000 *National Iranian Oil Company*.
- HUDELEY H., SCHWEITZER M. & THEOBALD N. (1976), Carte Géol. France (1/50000), feuille Mulhouse(413). Orléans : BRGM.
- HUMPHRIS C.C. (1979), Salt movement on continental slope, Northern Gulf of Mexico, *The American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, V. 63, 5, P. 782-798.
- HÜTT G., SMIRNOV A. & TALE I. (1978), The application of thermoluminescence of natural quartz to the study of geochronology of sedimentary deposits, *PACT J.*, V. 2/3, 363 PP.
- IGN IRAN (1970), Cartes topographiques de l'Iran, 1/50000, *National Institute of Geography of Iran*.
- ILLIES J. H. (1972), The Rhine graben rift system, Plate tectonics and transform faulting, *Geophysical Survey*, V. 1, P. 27-60.
- ILLIES J. H. (1975), Recent and paleo-intraplate tectonics in stable Europe in ILLIES J. H. & MUELLER St., ed., Graben problems, *Schweizerbart*, Stuttgart.
- ILLIES J. H. & FUCHS K. (1974), Approaches to Taphrogenesis, *Schweizerbart*, Stuttgart.
- Rhinegraben rift system, *Tectonophysics*, V. 29, P. 215-264.
- IRANPANAH A. (1988), Termination of Major Strike-Slip Faults Against Thrust Faults in a Syntaxis, as Interpreted From Landsat Images, *The American Association of Petroleum Geology Bulletin*, V. 72, 2, P. 200.
- JACKSON J.A. (1980), Reactivation of basement faults and crustal shortening in orogenic belts, *Nature*, V. 283, P. 343-346.
- JACKSON J. A., FITCH T.J. (1981), Basement faulting and the focal depths of the larger earthquakes in the Zagros mountains (Iran), *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, V. 64, P. 561-586.
- JACKSON J. A., FITCH T.J. & MCKENZIE D.P. (1981), Active thrusting and the evolution of the Zagros fold belt, thrust and nappe tectonics, *McCLAY K. & PRICE N, Sp. Geol. Soc. London*, V. 9, P. 371-379.
- JACKSON J. & MCKENZIE, D. (1984), Active tectonics of the Alpine-Himalayan belt between Turkey and Pakistan, *Geophys. J. R. astr. Soc.*, V. 77, P. 185-264.
- JACKSON J. & LEEDER M. (1994), Drainage systems and the development of normal faults: an example from Pleasant Valley, Nevada, *Journal of Structural Geology*, V. 16, 8, P. 1041-1059.

- JACKSON J., NORRIS R. & YOUNGSON J. (1996), The structural evolution of active fault and fold systems in central Otago, New Zealand: evidence revealed by drainage patterns, *Journal of Structural Geology*, V. 18, 2/3, P. 217-234.
- JACKSON J. & VENDEVILLE B.C. (1994), Regional extension as a geologic trigger for diapirism, *Geological Society of American Bulletin*, V. 106, P. 57-73.
- JACKSON M.P.A. & SENI S.J. (1983), Geometry and evolution of salt structures in a marginal rift basin of the Gulf of Mexico, East Texas, *Geology*, V. 11, P. 131-135.
- JACKSON M.P.A. & TALBOT C.J. (1986), External shpes, strain rates, and dynamics of salt structures, *Geological Society of American Bulletin*, V. 97, P. 305-323.
- JACKSON M.P.A., TALBOT C.J. (1989), Anatomy of mushroom-shaped diapirs, *Journal of Structural Geology*, V. 11, 1/2, P. 211-230.
- JACKSON M.P.A., CORNELIUS R.R., CRAIG C.H., GANSSER A., STOCKLIN J. & TALBOT C.J. (1990), Salt diapirs of the Great Kavir, central Iran, *Geological Society of American, Memoir*, 177, 139 PP.
- JARITZ W. (1980), Einige Aspekte der entwicklungsgeschichte der nordwestdeutschen Salzstöcke : *Zeitschrift der Deutschen Geologischen gesellschaft*, V. 131, P. 387-408.
- JENYON M.K. (1985), Fault-associated salt flow and mass movement, *J. geol. Soc. London*, V. 147, P. 547-553.
- JOUANNE F., MENARD G. & DARMENDRAIL X. (1995), Present-day vertical displacements in the North-Western Alps and Southern Jura mountains : data from levelings comparaisons, *Tectonics*, V. 14, 3, P. 606-616.
- KADINSKY-CADE K. & BARAZANGI M. (1982), Seismotectonics of southern Iran : the oman line, *Tectonics*, V. 1, 5, P. 389-412.
- KASHFI M.S. (1976), Plate tectonics and structural evolution of the Zagros geosyncline, Southwestern Iran, *Geological society of America Bulletin*, V. 87, P. 1486-1490.
- KASSER M. (1989), Un nivellement de très haute précision : la traversée Marseille Dunkerque 1983, *C. R. Acad. Sci., Paris*, V. 309, II, P. 695-700.
- KENT P.E. (1958), Recent studies of South Persian salt plugs, *Am. Assoc. Pet. Geol. Bull.*, V. 42, P. 2951-2972.
- KENT P. E. (1970), The salt plugs of Persian Gulf region, *Leicester Literary and Philosophical Society, Transactions*, V. 64, P. 55-88.
- KENT P. E. (1979), The emergent Hormuz salt plugs of Southern Iran, *Journal of Petroleum Geology*, V. 2, P. 117-144.
- KERCKHOVE C. & LEREUS C. (1986), Un paléodiapir à coeur triasique resédimenté dans le Crétacé du Morgon (Zone subbriançonnaise des Nappes de l'Embrunais-Ubaye, Zones internes des Alpes occidentales françaises), *C. R. Acad. Sci., Paris*, V. 303, II, P. 1813-1818.
- KERN G. (1992), Interprétation des structures salifères ; difficultés et progrès (cas pétroliers des Pays-Bas), *Mém. Soc. géol. France, NS.*, V. 161, P. 103-117.
- KOYI H. (1987), Modelling the role of gravity and lateral shortening in the Zagros mountain belt, *Uppsala University, UUDMP Research Report*, 50, 46 PP.
- KOYI H. (1991), Mushroom diapirs penetrating overburdens with high effective viscosities, *Geology*, V. 19, P. 1229-1232.
- KOYI H. (1998), The shaping of salt diapirs, *Journal of Structural Geology*, V. 20, 4, P. 321-338.
- KUMAR M.B. (1977), Growth rates of salt domes of the North Louisiana salt basin, in J.D. Martinez, THOMS R.L., SMITH C.G., KOLB Jr. C.R., NEWCHURCH E.J. & WILCOX R.E., an investigation of the utility of Gulf Coast salt domes for the storage of



- disposal of radioactivity wastes : *Louisiana State University Institute of Environmental Studies*, P. 225-229.
- KUPFER D.H. (1976), Times and rates of salt movements in North Louisiana, in MARTINEZ J.D. & THOMS R.L., Salt dome utilization and environmental considerations : *Louisiana State University Proceedings of a Symposium*, P. 145-170.
- LAMBECK K. (1988), Geophysical geodesy, the slow deformations of the earth, *Oxford Science Publication*, edu, 718 PP.
- LANDRY B. & MERCIER M. (1992), Notions de géologie, *Modulo Eds.*, 565 PP.
- LARROQUE J.M. (1987), Analyse de la déformation de la série salifère du bassin potassique de Mulhouse, et évolution du champ de contraintes dans le Sud du fossé rhénan au Tertiaire et à l'Actuel, *Thèse de Doctorat, Université des Sciences et Techniques du Languedoc*, 205 PP.
- LARROQUE J.M. & ANSART M. (1984), Etude des fentes d'extension liées à la tectonique distensive du bassin potassique de Mulhouse, *C. R. Acad. Sci., Paris*, V. 299, 20, P. 1419-1424.
- LARROQUE J.M. & ANSART M. (1985), Les déformations liées à la tectonique distensive oligocène du Bassin Potassique de Mulhouse : cas du secteur minier, *Bull. Soc. Géol., France*, V. 8, I, 6, P. 837-847.
- LAUDON R.C. (1984), Evaporite diapirs in the La Popa basin, Nuevo Leon, Mexico, *Geological Society of America Bulletin*, V. 95, P. 1219-1225.
- LE CANN C. (1987), Le diapirisme dans le bassin liguro-provençal, *Thèse de Doctorat de l'Université de Bretagne Occidentale*, P. 279.
- LECOMTE P. (1965), Creep in rock salt, *J. Geol.*, V. 73, P. 469-484.
- LEES G.M. (1927), Salzgleitsher in Persien : Vien, *Mitt. Geol. Gesell.*, V. 20, P. 29-34.
- LEVALLOIS J.J. & MAILLARD J. (1970), Le nouveau réseau de nivellement de premier ordre du territoire français. Conséquences pratiques et scientifiques. Symposium sur la géodésie côtière (Munich), *Assoc. Géod. Intern. Pub.*, V. 26, 848, IGN/2, 16 PP.
- LIAGHAT C., VILLEMEN Th., JOUANNE F. & LIAGHAT S. (1997), Drainage network and salt diapir in the South of Iran, *European Union of Geosciences, Strasbourg-France*, 23-27 March, P. 243.
- LIAGHAT C., VILLEMEN Th. & JOUANNE F. (1998-a), Déformation verticale actuelle dans la partie sud du fossé d'Alsace (France), *C. R. Acad. Sci., Paris*, V. 327, P. 55-60.
- LIAGHAT C., VILLEMEN Th. & JOUANNE F. (1998-b), Activité récente des diapirs salifères du Zagros : apport d'une étude comparée des réseaux hydrographiques et de Modèle Numérique de Terrain, in *Séminaire MAST, Mouvement Actuels de la Surface Terrestre et des massifs rocheux : mesure et interprétation, Ecole de Physique des Houches*, 5-6 Octobre 1998, P. 24.
- LIAGHAT C., VILLEMEN Th. & JOUANNE F. (1998-c), Basculement des cônes alluviaux et mouvements verticaux actuels au voisinage des diapirs salifères du Zagros (Iran), in *Séminaire MAST, Mouvement actuels de la surface terrestre et des massifs rocheux : mesure et interprétation, Ecole de physique des Houches*, 5-6 Octobre, P. 25.
- LOWELL J. D. (1985), Structural Styles in Petroleum Exploration, *OGCI Publications*, 430 PP.
- LUKIC P., MASELEK W. & BACHMANN G.H. (1983), Salt plug siegelsum in the Northwest-german basin, in BALLY A.W., Seismic expression of structural styles, *The American Association of Petroleum Geologists studies in Geology*, V. 15.
- MAÏKOVSKY V. (1952), Le pétrole dans le haut-Rhin : le sondage Staffesfelden, IV-DP 25, *Bull. Soc. Industr. Mulhouse*, V. 1, P. 25-34.

- MÄLZER H. & SCHLEMMER H. (1975), Geodetic measurements and recent crustal movements in the Southern upper Rhinegraben, *Tectonophysics*, V. 29, P. 275-282.
- MARTINEZ J.D. *et al.* (1978), An investigation of the utility of Gulf Coast salt domes for the storage or disposal of radioactive wastes, V. 1, *Louisiana State University Institute for Environment Studies Contract Report EW-78-C-05-5941/53*, 390 PP.
- MASCLE G., ARNAUD H., DARDEAU G., DEBELMAS J., DELPECH P.Y., DUBOIS P., GIDON M., GRACIANSKY P.C., KERCKHOVE C. & LEMOINE M. (1988), Salt Tectonics, tethyan rifting and Alpine folding in the French Alps, *Bull. Soc. Géol. France*, V. 8, .IV, 5, P. 747-758.
- MAYER-ROSA D. & PAVONI N. (1977), Fault plan solutions of earthquake : basic data, *Tectonophysics*, V. 53, P. 325-333.
- MCBRIDE B.C. (1998), The evolution of allochthonous salt along a megaregional profile across the Northern Gulf of Mexico basin, *The American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, V. 82, 5B, P. 1037-1054.
- MEISSNER R. & VETTER V. (1974), The Northern end of the rhinegraben due to some geophysical measurements in Approaches to Taphrogenesis, ILLIES J. H., FUCHS ED. & SCHWEIZERBART 'SCHE E. *Stuttgart*, P. 236-243.
- MEYER B., LACASSIN R., BRULHET J., & MOUROUX B. (1994), The Basel 1356 earthquake : which fault produced it ?, *Terra Nova*, V. 6, P. 54-63.
- MOTIEI H. (1990), The role of diapirism from the standpoint of hydrocarbon reserves in South West Iran, *Symposium on Diapirism with special refrence to Iran*, V. 1, P. 23-58.
- MOHAJER G.A. (1990), Importance of salt movements in the formation of giant oil and gas fields of the Persian Gulf synlinorium, *Symposium on Diapirism with special refrence to Iran*, V. 1, P. 237-258.
- MOMENZADEH M. & HEIDARI E. (1990), The origin of Hormuz salt formation, *Symposium on Diapirism with special refrence to Iran*, V. 1, P. 109-139.
- MORLEY C.K. & GUERIN G. (1996), Comparaison of gravity-driven deformation styles and behaviour associated with mobile shales and salt, *Tectonics*, V. 15, 6, P. 1154-1170.
- NABAVI M.H. & SABZEHI M. (1987), Geological and petrological studies on Gachin and Angohran salt plugs, *Submitted to the Ministry of Industry*, Report in Persian.
- NASR M. (1965), SE Fars Geological compilation map-Zagros-Iran, 1 : 250000, *Natural Iranian Oil Company*.
- NELSON T.H. (1991), Salt tectonics and listric normal faulting, In Salvador A. (Editor), The Gulf of Mexico basin (the Geology of North America), *J. Geol. Soc. Am. Boulder, Co*, P. 73-89.
- NETHERLAND, SEWELL & ASSOCIATES (1976), Geologic study of the interior salt domes of Northeast Texas salt dome basin to investigate their suitability for possible storage of radioactivite waste material as of May 1976 : report prepared for the Office of Waste Isolation, *Energy Research and Development Aadministraction, Union Carbide Corp. Nuclear division*, 57 PP.
- NEUGEBAUER H.J. & TOBIAS E. (1977), Study of the Echwell-Wetterau earthquake of November 4, 1975, *J. Geophys.* V. 43, P. 751-760.
- NIAZI M., ASUDEH I, JACKSON J.A., KING G.C.P. & McKENZIE D.P. (1978), The depth of seismicity in the Kermanshah region of the Zagros mountains (Iran), *Earth Planet. Sci. Lett.*, V. 40, P. 270-174.



- NI J. & BARAZANGI M. (1986), Seismotectonics of the Zagros continental collision zone and a comparison with the Himalayas, *Journal of Geophysical research*, V. 91, B8, P. 8205-8218.
- N.I.O.C. (1977), Tectonic map of Iran, *National Iranian Oil Company*.
- NOWROOZI A.A. (1976), Seismotectonic provinces of Iran, *Bull. Seism. Soc. Am.*, V. 66, P. 1249-1276.
- OUCHI S. (1985), Response of alluvial rivers to slow active tectonic movement, *Geological Society of American Bulletin*, V. 96, P. 504-515.
- OUILLOU G. (1995), Application de l'analyse multifractale et de la transformée en ondelettes anisotropes à la caractérisation géométrique multi-échelle des réseaux de failles et de fractures, *Université de Nice-Sophia Antipolis, Thèse de doctorat*.
- O'BRIEN, C.A. (1957), Salt diapirism in South Persia, *Geology of Mijnbouw*, V. 1, P. 212-238.
- O'BRIEN, C.A. (1968), Survey of diapirs and diapirism, in *Diapirism and diapirs: the American Association of Petroleum Geologists Mem.*, 8, P. 1-9.
- OUARDI H.E.L. & TURKI M.M. (1995), Tectonique salifère polyphasée dans la région de Mejez El Bab-Testour (zone des dômes, Tunisie septentrionale): contrôle de la sédimentation méso-cénozoïque, *Géologie Méditerranéenne*, T. XXII, 2, P. 3-84.
- PERRY J.T.O'B., PLAYER R.A., KHOSROVI SAID A., McQUILLAN H., DARVIS K.R., MOLLAZAL Y., JAMES G.A., THOMPSON J.H., SETUDEHNI A., GHASHAII M. &
- PERTHUISOT V. (1981), Diapirism in Northern Tunisia, *Journal of Structural Geology*, V. 3, 3, P. 231-235.
- PERTHUISOT V., ROUVIER H. & SMATI A. (1988), Style et importance des déformations antétraconiennes dans le Maghreb oriental: exemple du diapir du Jebel Slat (Tunisie centrale), *Bull. Soc. Géol. France*, (8), T. IV, 3, P. 391-398.
- PERTHUISOT V. & ROUVIER H. (1992), Les diapirs du Maghreb central et oriental: des appareils variés, résultats d'une évolution structurale et pétrogénétique complexe, *Bull. Soc. Géol. France*, V. 163, 6, P. 751-760.
- PETTIJOHN F.J. (1957), *Sedimentary Rocks*, Harper and Row, 718 PP.
- PIFFNER O.A. & ROMSAY J.G. (1982), Constraints on geological strain rates: Arguments from finite strain states of naturally deformed rocks, *J. Geophys. Research*, V. 87, B1, P. 311-321.
- PICHON X., FRANCHETEAU J. & BONNIN J. (1973), Plate tectonics, developments in geotectonics-6, *Elsevier*, 300 PP.
- PILGRIM G. E. (1908), The geology of the Persian Gulf and adjoining portion of Persia and Arabia, *Mem. Geol. Surv. India*, V. 34, 1, 177 PP.
- PILGRIM G. E. (1924), The geology of parts of the Persian provinces of Fars, Kirman and Laristan, *India Geol. Surv. Mem.*, V. 48, 2, 111 PP.
- PINTER N. & KELLER E.A. (1995), Geomorphological analysis of neotectonic deformation, Northern Owens Valley, California, *Geol. Rundsch*, V. 84, P. 200-212.
- PLAYER R. A. (1965), The salt plugs of South Iran (abs), *Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull.*, V. 49, 3, 1, 356 PP.
- PLAYER R. A. (1969), Salt Plug Study. *Iranian Oil Operating Companies, Geological and Exploration Division*, Rep. 1146, 123 PP.
- PODLADCHIKOV Yu., TALBOT C. & POLIAKOV A.N.B. (1993), Numerical models of complex diapirs, *Tectonophysics*, V. 228, PP. 189-198.
- POMEROL C. & RENARD M. (1995), *Eléments de Géologie*, Armand Colin, 629 P.

- PRICE N. J. & COSGROVE J.W. (1990), *Analysis of Geological Structures*, Cambridge University Press, 502 PP.
- PRODEHL C., ANSORGE J., EDEL J.B., EMTER D., FUCHS K., MUELLER S. & PETERSSHMITT E (1976), Explosion seismology research in the central and Southern Rhinegraben- a case history, *Explosion seismology in central Europe*, P. 313-328.
- PURSER B. H. (1973), Sedimentation around Bathymetric highs in the Southern Persian Gulf in The Persian Gulf, Holocene carbonate sedimentation and diagenesis in a shallow epicontinental sea, *Springer-Verlag*, P. 156-177.
- REYNOLDS E. & GLOYNA E.F. (1960), Reactor fuel waste disposal project: Permeability of rock salt and creep of underground cavities, *Final Report: Austin, Texas, University of Texas*, 40 PP.
- REYRE D. & MOHAFAZ S. (1972), A first contribution of the NIOC-ERAP agreements to the knowledge of Iranian geology, *Edition Technip*, Paris, 58 PP.
- RICOU L-E., BRAUD J. & BRUNN J. (1977), Le Zagros, *Mém. H. S. Soc. Géol. France*, V. 8, P. 33-52.
- RÖMER M.M. & NEUGEBAUER H.J. (1991), The salt dome problem: A multilayered approach, *J. Geophys. Research*, V. 96, B2, P. 2389-2396.
- ROTHER J.P. & SAUER K. (1967), The Rhinegraben progress report. *Abh. Geol. L.- Amt Baden-Württ.*, V. 6, 146 PP.
- SAMADIAN M.R. (1990), Evidence of late Cenozoic movements of the Zagros salt domes, *Symposium on Diapirism with special reference to Iran*, V.1, P. 259-326.
- SANNEMANN D. (1968), Salt-stock families in northwestern Germany, *The American Association of Petroleum Geologists, Mem.*, 8, P. 261-270.
- SCHMELING H. (1987), On the relation between initial conditions and late stages of Rayleigh-Taylor instabilities, *Tectonophysics*, V. 133, P. 65-80.
- SCHNAEBELE R. (1948), Monographie géologique du champ pétrolifère de Pechelbronn, *Mém. Serv. Carte Géol. Als. Lorr.*, V. 7, 254 PP.
- SCHRÖDER J.W. (1944), Essai sur la structure de l'Iran, *Ecl. Geol. Helv.*, V.37, P. 37-81.
- SENI S.J. & JACKSON M.P.A. (1983), Evolution of salt structures, East Texas diapir province, Part 1, sedimentary record of Halokinesis, *The American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, V. 67, P. 1219-1244.
- SENI S.J. & JACKSON M.P.A. (1984), Sedimentary record of Cretaceous and Tertiary salt movement, East Texas Basin: Times, rates and volumes of salt flow and their implications to nuclear waste isolation and petroleum exploration. *The University of Texas at Austin Bureau of Economic Geology Report of Investigations*, 139, 89 PP.
- SENI S.J. & JACKSON M.P.A. (1992), Segmentation of salt allochthons, *Geology*, V. 20, P. 169-172.
- SERATA S. & GLOYNA E. F. (1959), Development of design principle for disposal of reactor fuel waste into underground salt cavities, *Reactor Fuel Waste Disposal Project: Austin, Texas, University of Texas*, 173 PP.
- SHERBON HILL E. (1975), *Elements of structural geology*, Science paperbacks, 502 PP.
- SHOJA TAHERI J. & NIAZI M. (1981), Seismicity of the Iranian plateau and bordering regions, *Bull. Seism. Soc. Am.*, V. 71, P. 477-489.
- SITTLER C. (1965), Le Paléogène des fossés rhénan et rhodanien, études sédimentologiques et paléoclimatiques, *Mém. Serv. Carte Géol. Als. Lorr.*, 24, 392.
- SMI (Service Météorologique d'Iran) (1994), Données météorologiques de la région de Bandar Abbas pendant la période 1961-1990 (29 ans), rapport interne, 40 PP.



- SMITH R.B. (1977), Formation of folds, boudinage, and mullions in non-Newtonian materials, *Geological Society of American Bulletin*, V.88, P. 312-320.
- SNYDER D.B. & BARAZANGI M. (1986), Deep crustal structure and flexure of the arabian plate beneath the Zagros collisional mountain belt as inferred from gravity observations, *Tectonics*, V. 5, 3, P. 361-373.
- SPOT IMAGE (1986), Guide des utilisateurs de données SPOT, Centre Spatial de Toulouse, 3 volumes.
- STÖCKLIN J. (1961), Lagunara Formationen und Salzdomes in Ostiran: *Eclogae Geol. Helvetiae*, V. 54, 1, P. 1-27.
- STÖCKLIN J. (1968-a), Structural history and tectonics of Iran: A review, *The American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, V. 52, 7, P. 1229-1258.
- STÖCKLIN J. (1968-b), Salt deposits of the Middle East, *The Geological Survey of America, Inc.*, special paper V. 88, P. 157-181.
- STÖCKLIN J. & NABAVI M.H. (1975), Tectonic map of Iran, *Geological Society of Iran*, 1/2500000.
- STRANDBERG C. (1967), Aerial discovery manual. *J. Wiley and Son, London*, 249 PP.
- SYKIOTI O., DEFFONTAINES B., CHOROWICZ J., OBERT D., MARSILY G. D., LAUVERJAT J. & CARVALHO J. (1996), Imagerie numérique multisource de la surface topographique. Application à la géométrie d'un milieu karstique: Verneuil-sur-Avre (Perche), *Bull. Soc. Géol. France*, T. 167, 2, P. 269-284.
- TAKIN M. (1972), Iranian Geology and continental drift in the Middle East, *Nature*, V. 235, P. 147-150.
- TALBOT C.J. (1979), Fold trains in a glacier of salt in Southern Iran, *Journal of Structural Geology*, V. 1, 1, P. 5-18.
- TALBOT C.J. (1981), Sliding and other deformation mechanisms in a glacier of salt, S. Iran, *Geological Society of London*, P. 173-183.
- TALBOT C.J. (1992), Quo vadis tectonophysics? With a pinch of salt! , *J. Geodynamics*, V. 16, 1/2, P. 1-20.
- TALBOT C.J. (1993), Spreading of salt structures in the Gulf of Mexico, *Tectonophysics*, V. 228, P. 151-166.
- TALBOT C.J. & ALAVI M. (1996), The past of a future syntaxis across the Zagros, in: Salt Tectonics, ALSOP G.T., BLUNDELL D.J. & DAVISON I. *Geological Society London*. Special publication, 100.
- TALBOT C. J. & JACKSON M.P.A. (1987), Internal kinematics of salt diapirs, *The American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, V. 71, 9, p. 1068-1093.
- TALBOT C. J. & JACKSON M.P.A. (1989), Internal kinematics of salt diapirs: reply, *The American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, V. 73, 7, P. 946-950.
- TALBOT C. J. & JARVIS R. J. (1984), Age, budget and dynamics of an active salt extrusion in Iran, *Journal of Structural Geology*, V. 6, 5, P. 521-533.
- TALBOT C.J., KOYI H., SOKOUTIS D. & MULUGETA G. (1988), Identification of evaporite diapirs formed under the influence of horizontal compression: A discussion, *Bulletin of Canadian Petroleum Geology*, V. 36, 1, p. 91-94.
- TALBOT C.J. & ROGERS E.A. (1980), Seasonal movements in a salt glacier in Iran, *Science*, V. 208, P. 395-397.
- TALBOT C.J., RÖNNLUND P., SCHMELING H., KOYI H. & JACKSON M.P.A. (1991), Diapiric spoke patterns, *Tectonophysics*, V. 188, P. 187-201.
- TALBOT C.J. & WEINBERG R.F. (1992), The enigma of inclusions in the Persian salt domes: Discussion , *Eclogae Geol. Helv.* V. 85/3, P. 847-850.

- TCHALENKO J.S. (1975), Strain and deformation rates at the Arabia/Iran plate boundary, *J. Geol. Soc. Lond.* V. 131, P. 585-586.
- THOMS R.L. , MOGHARREBI M. & GEHLE R.M. (1982), Geomechanics borehole closure salt domes, *Proceedings of the 61th Annual convention, Dallas, Texas*, P. 228-230.
- THOMSEN R.O. & LERCHE I. (1991), Salt diapir velocity assessment from temperature and thermal indicator anomalies: application to Lulu-1, Danish North Sea, *Terra Reserch*, V. 3, 5, P. 500-509.
- TRUSHEIM F. (1960), Mechanism of salt migration in Northern Germany, *The American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, V. 44, 9, P. 1519-1540.
- TURNOWSKY J. (1981), Herdmechanismen und Herdparameter der Erdbebenserie 1978 auf der Schwabischen Alb, *Thesis, Institut für Geophysik, Universität Stuttgart*.
- URAI J.L. , SPIERS C.J. , ZWART J. & LISTER G.S. (1986), Weakening of rock salt by water during long-term creep, *Nature*, V. 324, P. 554-557.
- VARNAI P. (1998), Three-dimensional seismic stratigraphic expression of Pliocene-Pleistocene Turbidite systems, Northern Green Canyon (offshore Louisiana), Northern Gulf of Mexico, *The American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, V. 82, 5B, P. 986-1012.
- VENDEVILLE B.C. & JACKSON M.P.A. (1992), The rise and fall of diapirs during thin-skinned extension, *University of Texas at Austin, Bureau of Economic Geology, Report* : 209, 60 PP.
- VIALON P., RUHLAND M. & GROLIER J. (1976), Elément de tectonique analytique, *Masson*, 118 PP.
- VILA J.M. (1995), Première étude de surface d'un grand "glacier de sel" sous-marin: l'est de la structure Ouenza-Ladjebl-Méridéf (confins algéro-tunisiens). Proposition d'un scénario de mise en place et comparaisons, *Bull. Soc. Géol. France*, Y.166, 2, P. 149-167.
- VILA J.M. & CHARRIÈRE A. (1993), Découverte d'Albien calcaire et de Trias résédimenté au Djebel bou Jaber (partie ouest, Algérie); corrélations avec les forages et conséquences sur l'organisation du Crétacé inférieur des confins algéro-tunisiens, *C. R. Acad. Sci., Paris*, T.316, II, 316, P. 243-249.
- VILLEMIN Th. (1986), Tectonique en extension, fracturation et subsidence: le fossé Rhénan et le bassin de Sarre-Nahe, *Thèse de Doctorat, Université Paris VI*, 268 PP.
- VITA-FINZI C. (1979), Rates of Holocene folding in the coastal Zagros near Bandar Abbas, Iran, *Nature*, V. 278, P. 632-634.
- VOGT P. R. (1991), Estuarine stream piracy: Calvert County, U.S. Atlantic coastal plain, *Geology*, V. 19, P. 754-757.
- VON DOLLEN F.J., ALT J.N. TOCHER D. & NOOWROOZI A (1977), Seismological and geological investigations near Bandar Abbas, Iran. *Geol. Sco. Am. Abstr.*, V. 9, 521 PP.
- WEIJERMARS R., JACKSON M.P.A. & VENDEVILLE B. (1993), Rheological and tectonic modeling of salt provinces, *Tectonophysics*, V. 217, P. 143-174.
- WENKERT D.D. (1979), The flow of salt glaciers, *Geophys. Res. Lett.* V. 6, P. 523-526.
- WENZEL, F., BRUN J.-P., & ECORS-DEKORP working Group (1991), A deep reflection seismic line across the Northern Rhine Graben, *Earth Planet. Sci. Lett.*, V. 104, P. 140-150.
- WHITEHEAD J.A., Jr & LUTHER D.S. (1975), Dynamics of laboratory diapir and plume models. *J. Geophys. Research*, V. 80, P. 705-717.



- WINTLE A.G. & HUNTLEY D.J. (1979), Thermoluminescence dating of deep-sea sediment core, *Nature*, V. 279, 710 PP.
- WOIDT W.-D. (1978), Finite element calculations applied to salt dome analysis, *Tectonophysics*, V. 50, P. 369-386.
- WOIDT W.-D. (1980), Analytische und Numerische Modellexperimente zur physik der sazstock bildung, *Institut für Geophysik und Meteorologie der technischen Universität Braunschweig GAMMA*, 38 PP.
- WOLF J.R. (1959), The geology of Hormuz island at the entrance of the Persian Gulf, *Geologie Mijnobouw*, N.S., V. 21, P. 390-395.
- YEATS R. , HASAN KHAN S. & AKHTAR M. (1984), Late Quaternary deformation of the Salt Range of Pakistan, *Geological Society of America Bulletin*, V. 95, P. 958-966.

## Annexe I

Nom	V mm/an	Erreur (mm)	Nom	V mm/an	Erreur (mm)	Nom	V mm/an	Erreur (mm)
AA'S'	1.0954	0.2533	AA'88	2.6181	0.2050	A'S'411	-0.1958	0.3240
AA'1	1.0993	0.2533	AA'99	2.0790	0.2013	A'S'42	0.2899	0.3331
AA'3	1.0909	0.2547	AA'100	1.9597	0.2005	Adij	0.3908	0.1732
AA'4	1.0910	0.2558	AA'101	2.3376	0.2000	Adi9	0.8544	0.2090
AA'6	1.0937	0.2587	AA'102	2.3079	0.1999	Adi10	0.9505	0.2067
AA'7	0.7339	0.2586	AA'104	2.7842	0.1972	Adi11	1.1655	0.2080
AA'8	0.8119	0.2584	AS'17	1.3194	0.2549	Adi15	1.0463	0.2253
AA'9	0.9969	0.2582	AS'16	1.1194	0.2376	Adi18	1.3385	0.2351
AA'10	1.0318	0.2578	AS'15	0.8097	0.2457	Ahi1	3.6312	0.1775
AA'11	1.1413	0.2578	AS'14	0.6873	0.2509	Ahi2	3.5433	0.1782
AA'12	1.0653	0.2577	AS'13	0.7264	0.2510	Ahi3	3.5445	0.1784
AA'13	1.1189	0.2573	AS'12	0.5437	0.2511	Ahi5	3.5588	0.1787
AA'16	1.1909	0.2556	AS'11	0.5650	0.2511	Ahi6	3.5399	0.1789
AA'17	0.9620	0.2545	AS'10	0.4986	0.2516	Ahi7	3.5542	0.1790
AA'18	0.9092	0.2542	AS'9	0.9388	0.2528	Ahi9	3.6029	0.1801
AA'19	0.8771	0.2530	AS'8	0.9628	0.2528	Ahi10	3.6339	0.1819
AA'20	0.6908	0.2520	AS'7	0.6952	0.2667	Ahi17	2.2072	0.1893
AA'21	0.5260	0.2510	AS'6	0.8744	0.2649	Ahi19	2.6166	0.1917
AA'22	0.6058	0.2505	AS'5	0.7887	0.2545	Ahi20	2.7561	0.1925
AA'25	0.7168	0.2426	AS'4	0.9621	0.2571	Ahi22	2.7647	0.1928
AA'26	0.8124	0.2412	AS'3	1.0653	0.2522	Aij1	3.6288	0.1760
AA'28	0.4759	0.2373	AS'2	1.1764	0.2689	Aij2	3.6429	0.1750
AA'29	0.6044	0.2337	AS'1	1.0747	0.2529	Aij4	3.5744	0.1719
AA'30	0.6099	0.2336	A'S'5	1.0003	0.2562	Aij17	-1.0804	0.1408
AA'32	0.4112	0.2277	A'S'6	1.0020	0.2574	Aij26	-0.2772	0.1117
AA'33	0.3674	0.2267	A'S'8	0.9564	0.2584	Aij27	-0.1968	0.1096
AA'34	0.3613	0.2252	A'S'10	0.8509	0.2612	Aij28	-0.1200	0.1081
AA'35	0.3714	0.2235	A'S'11	0.9487	0.2630	Aij29	0.0788	0.1043
AA'36	0.3122	0.2234	A'S'15	0.2047	0.2713	Aij30	-0.0445	0.1027
AA'36I	0.2943	0.2218	A'S'16	0.2597	0.2723	Aij31	0.0153	0.0980
AA'38	0.3221	0.2094	A'S'17	-0.0799	0.2737	Aij33	0.0988	0.0928
AA'39	0.4333	0.2074	A'S'21	0.2152	0.2767	Aij37	0.0759	0.0773
AA'40	0.3371	0.2050	A'S'24	0.1800	0.2780	Aij40	0.1462	0.0597
AA'42	0.3981	0.2054	A'S'31	0.1443	0.2852	Aij44	0.0364	0.0070
AA'44	0.4558	0.2056	A'S'34	0.1712	0.2866	Aij45	0.0000	0.0000
AA'45	0.4787	0.2056	A'S'36	0.2751	0.2887	Aij46	-0.0519	0.0192
AA'46I	1.0689	0.2055	A'S'37	0.3608	0.2903	Aij49	-0.0412	0.0456
AA'48	1.1950	0.2050	A'S'39	0.1185	0.2919	Aij51	-0.0693	0.0653
AA'49	1.1301	0.2034	A'S'1	1.1098	0.2537	Aij53	-0.5239	0.0749
AA'50	1.2244	0.2025	A'S'2	1.0714	0.2669	Aij54	-0.4605	0.0820
AA'51	0.9481	0.2002	A'S'3	1.0401	0.2654	Aij56	-0.3517	0.0875
AA'52	1.0083	0.1997	A'S'4	1.0716	0.2566	Aij58	-0.5696	0.0914
AA'54	1.1580	0.1978	A'S'7	0.9829	0.2637	Aij59I	-0.6377	0.1026
AA'56	0.8248	0.1946	A'S'12	0.3146	0.3139	Aij61	-0.1332	0.1079
AA'57	0.4361	0.1925	A'S'13	0.4167	0.3048	Aij62I	-0.5362	0.1124
AA'58	0.7893	0.1903	A'S'14	0.3948	0.2910	Aij63I	-0.2925	0.1168
AA'60	0.8699	0.1849	A'S'19	0.1090	0.2930	Aij66	-0.1921	0.1249
AA'63	0.8916	0.1785	A'S'22	0.3717	0.2771	Aij67	-0.1979	0.1272
AA'65	0.7926	0.1771	A'S'23	0.3691	0.2849	Aij79	-0.3663	0.1626
AA'66	0.7581	0.1739	A'S'24I	0.2774	0.2907	Aij82	0.3172	0.1686
AA'67	0.7459	0.1738	A'S'25	-0.0117	0.3033	Aij83	0.3651	0.1698
AA'69	0.5344	0.1682	A'S'29	0.1063	0.3043	Aij84	0.3879	0.1704
AA'70	0.6245	0.1668	A'S'38	0.4517	0.3007	Aki1	0.6984	0.1315
AA'71	0.6921	0.1658	A'S'40	0.1042	0.3028	Aki2	0.8971	0.1390
AA'72	0.3269	0.1675	A'S'41	0.0756	0.3085	Aki3	0.8977	0.1393



Nom	V mm/an	Erreur (mm)
Aki4	1.0040	0.1399
Aki5	0.7052	0.1405
Aki7	0.9732	0.1447
Aki8	0.9761	0.1453
Aki9	0.8341	0.1496
Aki10	0.8824	0.1529
Aki12	0.6833	0.1594
Aki13	1.0394	0.1560
Aki14	1.0319	0.1601
Aki15	0.9877	0.1585
Aki16	0.8055	0.1590
Aki17	0.6919	0.1610
Aki19	0.5171	0.1625
Aki24	0.4927	0.1650
Aki25	0.6748	0.1656
Aim3	-0.7638	0.1738
Aim4	-0.5473	0.1748
Aim5	-0.6470	0.1866
Aim8	-0.3830	0.1978
Aim9	-0.1199	0.1931
Aim10	0.0551	0.1872
Aim11	-0.1048	0.1880
Aim15	0.1236	0.1925
Aim17	0.1334	0.2152
Aim18	0.4073	0.2205
Aim19	0.5222	0.2020
Aim20	0.2663	0.2025
Aim21	0.3686	0.2026
Aim23	0.3546	0.2111
Aim25	0.5133	0.2121
Aim26	0.2073	0.2295
Aim27	0.0364	0.2345
K3m3n3	0.0059	0.3166
S'kn2	-0.0324	0.3123
S'kn3	0.0042	0.3116
S'kn6	0.1042	0.3060
S'kn7	0.1365	0.3048

## Annexe 2

### Sites étudiés en dehors de la région de Bandar Abbas

Il s'agit de trois sites appartenant aux régions de Kazerun et de Larestan (Figure III-4).

#### - Site de Gardan

Dans la région de Kazerun (Figure III-4) il est au Nord-Est du diapir de Namak (Dashti) entre les longitudes 52°00'E et 52°15'E et les latitudes 28°20'N et 28°30'N, à 135 km au SW de Chiraz (Figure III-49-a). Le dôme de Gardan à 885 mètres d'altitude, domine de 200 mètres les vallées voisines (Figure A-1). L'accès au site de Gardan se fait par la route Chiraz-Lar (Figure III-1). Il est constitué par les formations du Fars Group (Mio-Pliocène) : en bordure, on trouve la Formation Agha Jari, au sommet, la Formation Michan et quelques affleurements de la Formation Gachsaran (équivalente de la Formation Razak dans cette région) au centre de l'anticlinal. Il n'y a pas d'affleurement de la série de Hormuz sur ce site.

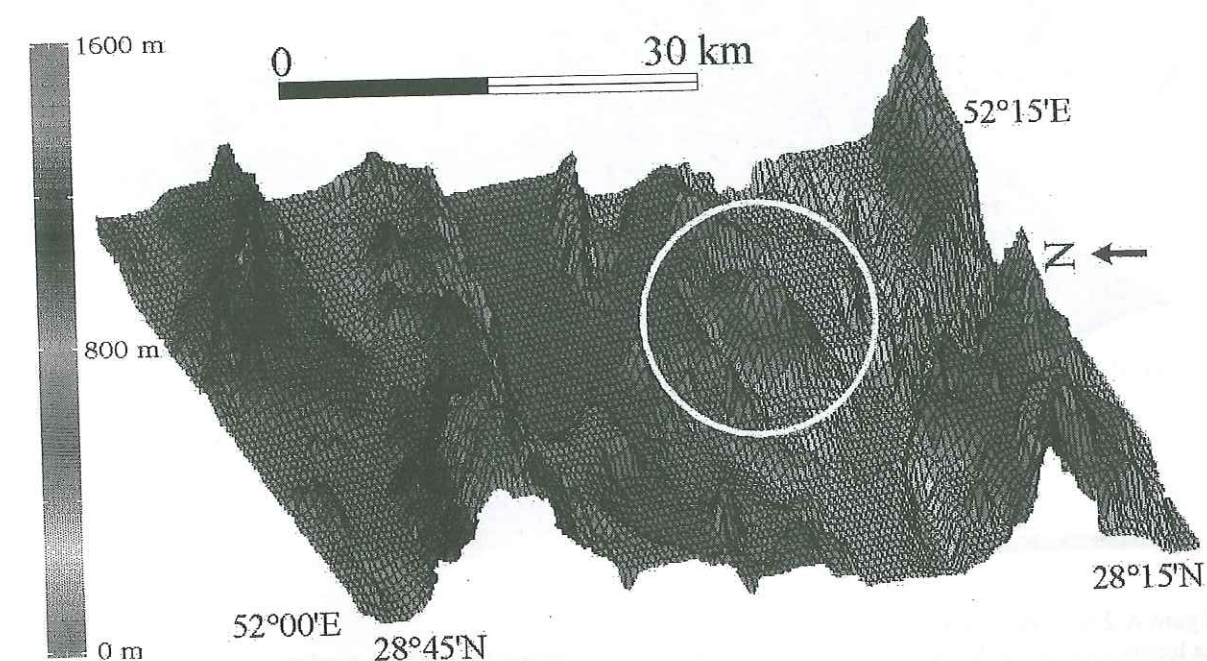


Figure A-1 Morphologie du site de Gardan en vue perspective. La position du dôme de Gardan est repérée par un cercle.



### - Site de Nakh

L'anticlinal de Nakh est situé 75 km au SSE de la ville de Lar (Figure III-49-a), dans la région de Larestan. L'anticlinal de Nakh a une altitude maximale de 1910 mètres et un dénivelé de 1700 mètres par rapport aux vallées du Nord et du Sud. Sa partie centrale érodée ne dépasse pas 980 mètres d'altitude (Figure A-2). L'accès à ce site se fait par la route Lar-Bandar Lengeh (Figure III-1). Il est limité par les longitudes 54°30'E et 55°00'E et les latitudes 27°00'N et 27°15'N (Figure A-2). Malgré l'érosion importante du cœur de l'anticlinal, la série de Hormuz n'affleure pas. On la retrouve cependant dans des anticlinaux voisins.

L'anticlinal de Nakh est constitué de formations du Crétacé moyen à l'Actuel. Le Bangestan Group et le Pabdeh-Gurpi affleurent dans la zone érodée, au centre de l'anticlinal. Les formations de l'Oligocène au Pliocène se trouvent sur les flancs, en bordure de l'anticlinal.

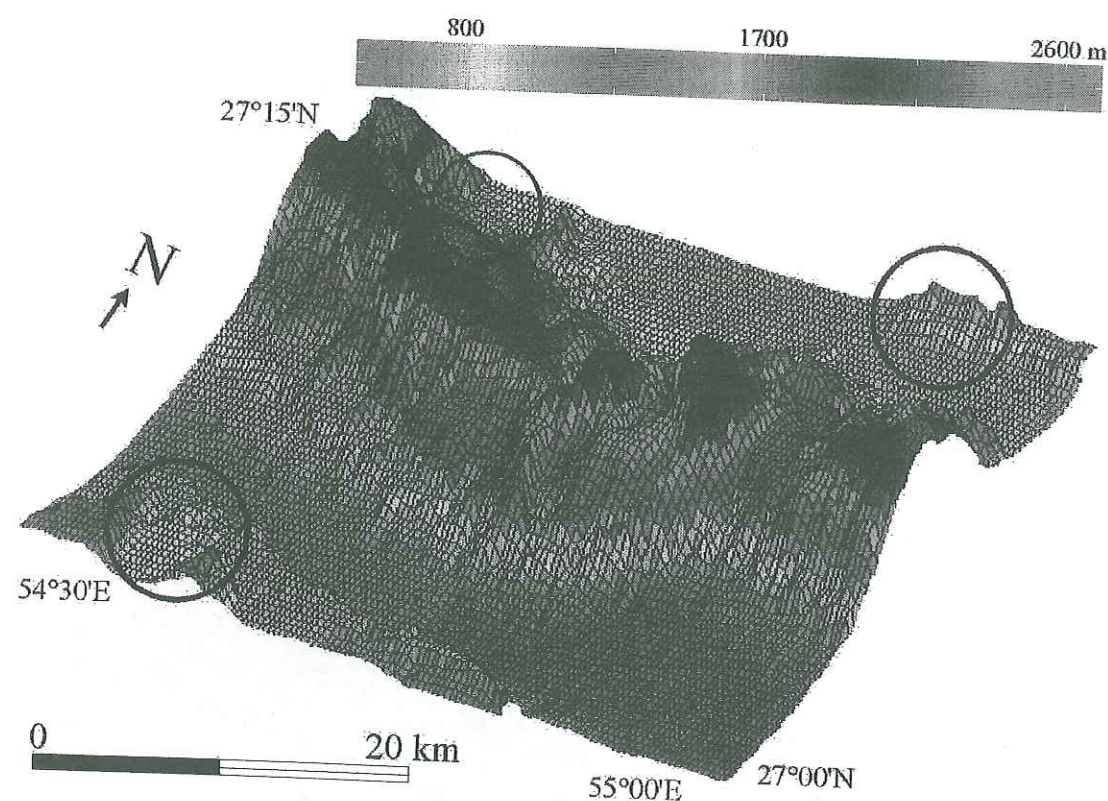


Figure A-2 Morphologie du site de Nakh en vue perspective.  
La localisation des affleurements de la série de Hormuz est représentée par trois cercles.

### - Site de Kaftar

Il s'agit d'un anticlinal de 2848 mètres d'altitude, orienté E-W. Il est situé entre les longitudes 53°05'E et 53°35'E et les latitudes 28°35'N et 28°52'N (Figure A-3). Géographiquement, il est à 10 km au NNW de Jahrum (Figure III-49-a), une des villes principales de la région de Larestan. L'accès à ce site se fait par la route principale Chiraz-Lar (Figure III-1). L'altitude moyenne des vallées bordant le Kaftar est de 900 mètres soit 1900 mètres de dénivelé entre le sommet de l'anticlinal et les vallées.

L'anticlinal de Kaftar est constitué des formations d'âge Oligo-Miocène (Asmari-Jahrum). Le Bangestan Group, le Gurpi et le Pabdeh (du Crétacé moyen à l'Eocène) affleurent au centre de l'anticlinal, où un pointement de la série de Hormuz est présent.

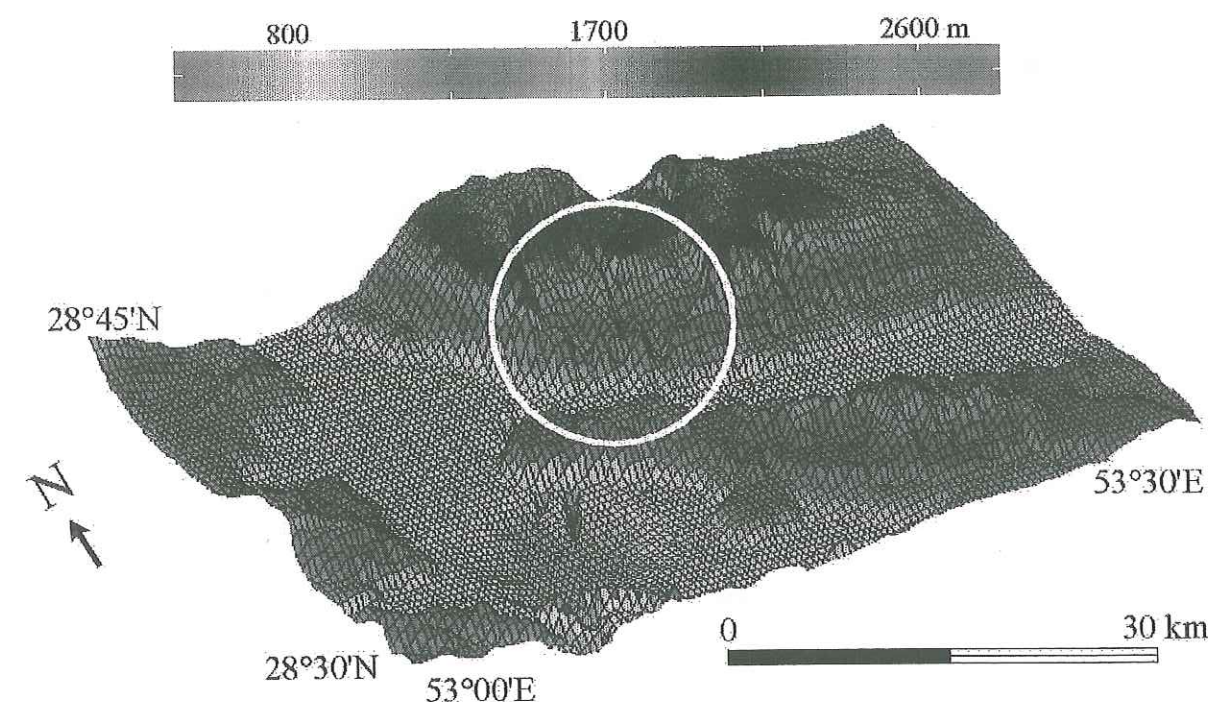


Figure A-3 Morphologie du site de Kaftar en vue perspective.  
L'affleurement de sel de Hormuz est encadré.



